

UN LEVANTAMIENTO GEOMORFOLOGICO DE LA REGION DE ZARAGOZA*

P O R

ROBERT VAN ZUIDAM

Traducción de José Luis Calvo Palacios y Miguel Yetano Ruiz

PRESENTACION

Un criterio que hemos procurado mantener siempre en el Departamento de Geografía General de Zaragoza es la libertad de investigación referida al tema de la misma. No se pueden acotar los campos de investigación como dominios personales en los que no se deja entrar a nadie. Esto es especialmente significativo en Geomorfología, donde el campo de investigación, es, precisamente, el mismo territorio que circunda la sede del departamento. El feudalismo geomorfológico resulta a la larga pernicioso y, por supuesto, fuente de continuos conflictos porque no se pueden poner *puertas al campo*. En Geomorfología, como en otras ciencias de la naturaleza, un mismo tema permite decir muchas cosas; no hay nunca nada definitivo, porque las técnicas de investigación mejoran y ofrecen nuevas interpretaciones, cuando no son las “modas” y los “modelos”, muchas veces efímeros, los que se aplican, sin alterar para nada el fondo permanente de la interpretación. Parapetarse en un pretendido derecho de exclusividad nos parece mezquino e impropio de un científico, cuya finalidad es andar tras la verdad objetiva de las cosas, por uno de los muchos caminos que a ella conducen sin sentirse molestos por otros acompañantes.

Otra cosa son las “agresiones” y las llamadas “colonizaciones científicas”. Este hecho tan frecuente en España, se produce cuando se invaden campos de trabajo que están ya ocupados sin advertirlo previamente. Se pueden lesionar

* Este artículo es una traducción corregida del trabajo original publicado por el Instituto Internacional de levantamientos aéreos y Ciencias terrestres (I. T. C.), de Enschede (Países Bajos) (1977). En este artículo se incluyen tres hojas del mapa geomorfológico publicadas en la tesis del autor (1976), Robert Van Zuidam.

entonces unos ciertos derechos que podemos llamar de prioridad o de vecindad; porque si el campo es de todos, no todos pueden caber en él al mismo tiempo.

El trabajo que presentamos no está en este caso. Su autor Robert van Zuidam es holandés, doctor en Geomorfología por la Universidad de Utrecht desde 1976 y profesor del I. T. C. en Enschede. Desde 1969 viene cada dos años a Zaragoza con sus alumnos a realizar las prácticas de campo en fotointerpretación geomorfológica. Desde el primer momento ha mantenido una estrecha colaboración con el Departamento de Geografía General. Hay intercambio de punto de vista y hemos hecho salidas al campo conjuntas. La consecuencia de sus campañas en el Valle del Ebro son los mapas geomorfológicos de la región de Zaragoza y su comentario detallado, que ahora publicamos. En realidad el trabajo de Van Zuidam ha constituido el primer ensayo en extenso del sistema de cartografía concebido por el departamento de Geomorfología del ITC. Sus resultados puede juzgarlos el lector. En la actualidad trabajamos en la crítica de estos mapas, con vistas a encontrar un sistema mixto ITC-Zaragoza, que se adapte mejor a los tipos de paisaje geomorfológico del Valle del Ebro. Muchas ideas del autor son también discutibles y, de hecho, encuentran su contestación en algunos de nuestros trabajos. Las discrepancias resaltan a la vista si comparamos estos mapas con los que hemos publicado, sobre terrazas y glaciares del Valle medio del Ebro (1977).

Nuestra colaboración seguirá, sin embargo, adelante, porque el campo de Zaragoza y la Depresión del Ebro, a pesar de su aparente simplicidad, es un tema rico y de gran atractivo, que da cabida a muchas interpretaciones. El tema está abierto para todos.

SALVADOR MENSUA.

INTRODUCCION

El uso de la fotografía aérea ha contribuido sin ninguna duda a mejorar las técnicas y posibilidades de la cartografía geomorfológica. Algunos tipos de detalles, frecuentemente son difíciles de distinguir al nivel de la superficie, pero su identificación se puede lograr a partir de la fotointerpretación. En el presente trabajo, algunos de los fenómenos descritos no aparecen representados en la cartografía adjunta, debido a razones de espacio o de escala.

En las últimas décadas, se han conocido mejor varios aspectos de la geomorfología climática y dinámica, y se han desarrollado técnicas especiales, tales como la datación absoluta y el análisis sedimentológico que facilitan una mayor precisión en la investigación científica. El delicado balance entre clima, procesos geomorfológicos y formas del relieve cobra aquí especial importancia ya que algunos cambios climáticos de gran influencia, se han observado en la zona objeto de estudio. En la región de Zaragoza, el análisis geomorfológico es difícil de realizar, debido sobre todo a la inadecuación de las técnicas

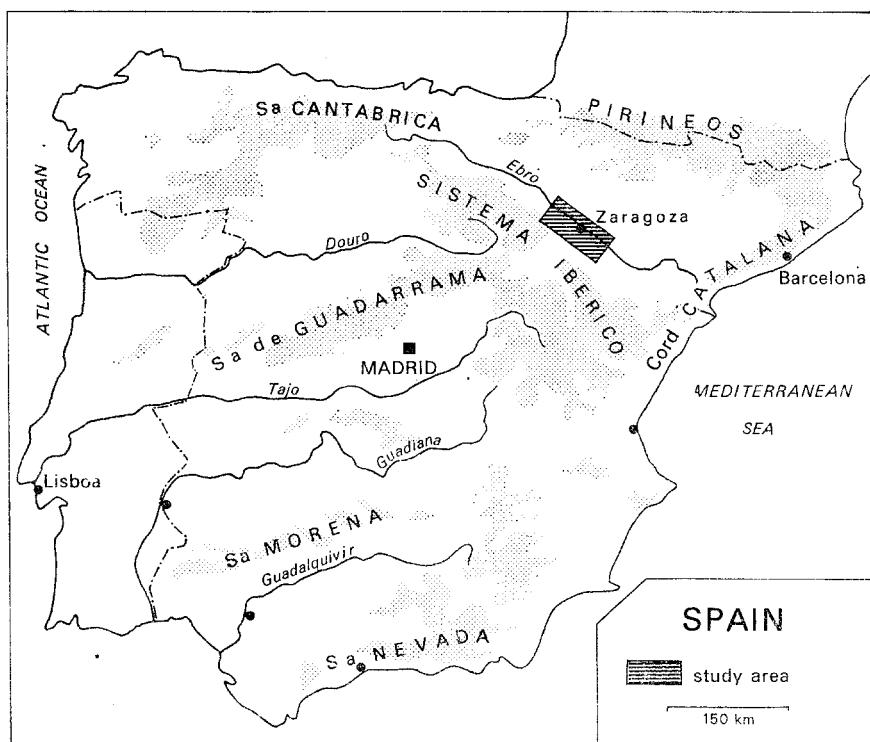
que establezcan la correlación entre los fenómenos geomorfológicos con otras investigaciones basadas en el análisis de los suelos, polen, flora y fauna fósiles, y artefactos o utensilios prehistóricos. Como consecuencia, algunos de los "modelos" de evolución geomorfológica introducidos en este trabajo, no se basan en argumentos aislados e inamovibles, sino que se han deducido de otros varios, unas veces observados en el campo y otras, como resultado de técnicas cartográficas a partir de la fotografía aérea. También, en ocasiones, estas situaciones específicas, se han comparado con las publicaciones existentes sobre el tema, o con las propias experiencias del autor en otras partes del mundo.

PARTE PRIMERA

EL ÁREA OBJETO DE ESTUDIO

El propósito de la investigación

Además de dar una descripción académica de la región, el autor presenta los diversos fenómenos, en un mapa geomorfológico semidetallado. Este mapa está basado en los principios desarrollados en el ITC (H. Th. Verstappen



and R. A. van Zuidam, 1968, Sistema ITC para levantamientos geomorfológicos, Enschede, Países Bajos, ITC. Textbook VII-2).

Este trabajo constituye el primero en su género que se ocupa de un área tan amplia empleando el sistema precitado. Después de estudiar los fenómenos geomorfológicos de la zona, el autor da unas recomendaciones acerca de las posibles aplicaciones prácticas para la agricultura y las obras de ingeniería, en base a los resultados de esta investigación.

Clima

El valle del Ebro constituye un corredor entre el Mar Mediterráneo y el Océano Atlántico. Las diferencias de presión entre las tierras altas y las zonas marinas ejerce una gran influencia en las temperaturas, viento (velocidad y frecuencia) y humedad de la cuenca. La media anual de precipitaciones (series de 52 años) es de 328 mm (Biel Lucea y García de Pedraza, 1962). El régimen de lluvias muestra que la mayor parte de las precipitaciones se concentran principalmente en primavera (abril, mayo, junio) y otoño (septiembre, octubre, noviembre, diciembre). La media anual de temperaturas es de 14,6° con una máxima extrema de 47° y una mínima extrema de -15,2°. La diferencia entre el promedio del mes más cálido y el mes más frío es de 18,4°. El viento en la región de Zaragoza es bastante fuerte. En su mayor parte procede del NW (aproximadamente un 47 %) y SE (14,5 %). El viento del NW, "el cierzo", es activo a lo largo de todo el año, especialmente en los periodos fríos. En primavera y verano los vientos dominantes vienen del E y SE. Estos vientos vienen influenciados por la forma del valle del Ebro y de las montañas que lo rodean, orientadas de NW a SE.

Recursos de agua

El análisis de los datos de la estación meteorológica del Aeropuerto de Zaragoza puede ser significativa para el estudio de la zona. Según los datos de esta estación, el déficit anual de agua es de 438 mm. Un débil incremento de la reserva de agua puede observarse en invierno (temperaturas relativamente bajas) especialmente en diciembre y enero, pero puede ocurrir que en algunos años ni siquiera se almacene esta reserva.

De acuerdo con Thornthwaite, la clasificación climática de la zona es semiárida (D), mesotérmica (B₂') sin excesos de agua durante todo el año (d).

Geología

La estratigrafía de la zona considerada es bastante simple. Desde los bordes hacia el centro de la cuenca y desde los estratos más bajos hacia los más altos en el centro, se puede hacer el siguiente esquema, tal como lo estableció Lotze en 1928: conglomerados, areniscas y margas, margas, calizas, yesos, yesos más halitas. Estas rocas sedimentarias se depositaron durante el mioceno discordantes sobre materiales paleozoicos, jurásicos o cretácicos, en un período de subsidencia. Los materiales depositados en aquel periodo ahora apa-

recen como conglomerados, arenas, limos, y arcillas en el interior de la cuenca. Esta cuenca era anteriormente una cuenca cerrada, con uno o varios estrechos de desagüe.

Los materiales miocenos están, en principio horizontales, pero puede detectarse una cierta influencia de la orogénesis alpina. Las diferencias en buzamiento y rumbo en largas distancia, no suelen superar los 5°, pero ocasionalmente pueden encontrarse deformaciones en la disposición de los estratos que pueden deberse a presiones internas de yesos y a movimientos masivos. En toda la zona no se encuentra evidencia inequívoca de fallas. Algunos pequeños desplazamientos verticales de las capas se aprecian por ejemplo en el nacimiento del río Ginel. No obstante, una trama regular de las diaclasas muestra claramente la influencia de la tectónica, no sólo en los pequeños tributarios del Ebro, sino incluso en éste mismo y en los grandes afluentes. Las vertientes de los ríos son muy rectilíneas y con orientaciones generales de NNW-ESE y SW-NE respectivamente en las que pueden reconocerse algunos escarpes en facetas. Hasta el momento no hay información suficiente que permita afirmar que el trazado de los principales ríos esté relacionado con fallas. Sin embargo, en opinión del autor la inclinación y la fracturación son una consecuencia de las fuerzas tectónicas y tienen importancia en el área estudiada.

Geomorfología

En general, la geomorfología de la región de Zaragoza está especialmente influenciada por la erosión laminar, la acción fluvial y los procesos de disolución. Estos procesos son todavía activos en rocas blandas, en las que los escarpes actuales están bien desarrollados. La figura 1 muestra la situación esquemáticamente.

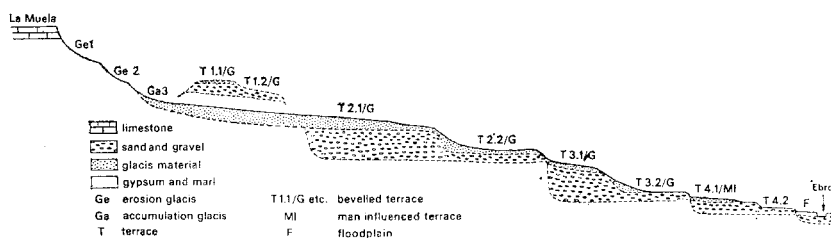


FIG. 1.

Zaragoza está rodeada a cierta distancia por cuatro plataformas estructurales. (Ver capítulo "la geomorfología de las zonas altas"). La topografía es plana o ligeramente ondulada con una débil inclinación hacia el río Ebro. En superficie, las calizas miocenas en estratos subhorizontales pueden encontrarse recubriendo las margas y los yesos. Las plataforma están festoneadas por escarpes con glacia de diferentes tipos y niveles, con una débil pendiente hacia el

Ebro o sus afluentes (Jalón al W, Gállego y Huerva en el centro y Ginel al E). Los glaciares se han desarrollado fundamentalmente sobre materiales blandos (margas y yesos). Los glaciares de acumulación más bajos y las terrazas bajas (G_3 , T_2/G) están recubiertos por costras de caliza denominadas caliche o "calcrete", que pueden haberse desarrollado durante algunos períodos secos del Pleistoceno, la mayor parte del cual, está caracterizado por un relativo y severo cambio climático. Períodos glacial a interglacial coinciden en esta parte de España respectivamente con períodos más secos y más húmedos. Durante este tiempo los glaciares y las terrazas fluviales se han formado alternativamente.

Cerca del Ebro y de sus principales tributarios se han desarrollado durante el Holoceno terrazas de acumulación. Así mismo aparecen numerosos canales abandonados y lagunas en antiguos brazos (oxbow-lakes). Especialmente en el escarpe septentrional del valle, numerosas entalladuras, deslizamientos rotacionales y depósitos de bloques desprendidos de los escarpes son visibles, demostrando la acción fluvial. Espesas acumulaciones de suelo se encuentran allí, sobre y próximas a las terrazas más modernas formando débiles pendientes con los conos de deyección situados en las cimas de aquéllas. Estas débiles pendientes se extienden en forma de valles de fondo plano denominados "vales" en la región. Estas se han formado debido a la acción humana en su hinterland durante el pasado. En aquellas épocas los suelos de textura fina y las regolitas se lavaron a partir de las zonas altas y se depositaron parcialmente en los valles. En el momento actual esta acumulación está detenida por el agotamiento de los suelos y de la regolita de la parte superior de las laderas. La erosión lineal y la formación de badlands o tierras malas, han destruido las acumulaciones recientes. Por último se están formando barrancos profundos de paredes verticales en numerosos puntos.

Suelos

La distribución, composición y utilidad de los suelos en la zona objeto de este trabajo varían considerablemente. De acuerdo con el mapa de suelos de la provincia de Zaragoza (Guerra Delgado y otros, 1970) se pueden distinguir cinco tipos de suelos:

1. *Suelos aluviales* (en la llanura aluvial): Pueden encontrarse en las terrazas bajas (T_4) del Ebro y de sus principales tributarios. Estos suelos son jóvenes, no muy profundos y se han desarrollado sobre los sedimentos fluviales recientes. Las variaciones en estos suelos son resultado de las diferentes etapas en su sedimentación.

Los suelos aluviales son muy buenos para la agricultura y normalmente están puestos en regadío. Se usan intensivamente para la horticultura, alfalfa, trigo, maíz, etc., e incluso puede encontrarse arroz.

2. *Suelos de terraza*: Pueden encontrarse diversos estadios de desarrollo dependiendo de la edad, de la erosión y de la existencia de "calcrete". Las terrazas bajas (parte de la T_3 y de la T_2) pueden estar débilmente disecadas y en general aparecen con menos irrigación que los suelos aluviales. Los tri-

gales y huertos son dominantes. Las terrazas más antiguas y altas (T_2 y T_1) están normalmente más disecadas, cubiertas por la "calerete" y sin riego.

3. *Xerorendzinas*: Suelos poco desarrollados, pueden encontrarse en las margas, los yesos y las calizas alternando con yesos y margas. Estos suelos son jóvenes y no muy desarrollados a causa de la pobreza de sus materiales, de las débiles precipitaciones, de la actividad biológica reducida y de la erosión. Frecuentemente se han formado costras de sulfato cálcico en la superficie que constituyen otro factor limitante para la agricultura. Aquí la producción de trigo a escala limitada es muchas veces la única posibilidad si el área no está muy erosionada.

4. *Rendzinas*: Tienen una extensión muy limitada y quedan casi reducidos a las áreas de caliza en las que el horizonte superior está sometido a la erosión.

5. *Suelos pardo calizos*: Desarrollados sobre calizas y calizas intercaladas con yesos, margas y arenas. Pueden encontrarse suelos relictos de terra fusca y terra rossa especialmente en las zonas protegidas de la erosión. Normalmente en ellos se encuentran trigales, hortalizas y viñedos.

Vegetación

La cobertera vegetal natural es bastante clara. La más densa se encuentra en las laderas expuestas al N con un 20 % de cobertura; la más débil en las zonas expuestas al S con sólo un 5 % (Bos, 1966). Las asociaciones vegetales dominantes en las zonas de yesos son las de *Helianthemum squamatum* y *H. Levandulaefolium*, *Helichysum staechas*, *Koeleria sp.*, *Ligeum spartum*, *Bromus rubens*, *Filago sp.*, y *Fauna cf erocoides* (Braun-Blanquet y Bolòs, 1957). La existencia de una vegetación más abundante viene limitada no sólo por la pobreza de los suelos sino también por la presencia de calizas muy duras y/o costras yesíferas de 1 a 2 mm de espesor como resultado de la acumulación de sales en superficie en condiciones semiáridas. En las terrazas más altas del Ebro y en las crestas calcáreas, la vegetación difiere en cuanto a su grado de cobertura, de la de los alrededores de los yesos. La vegetación típica de las terrazas y sus alrededores puede fácilmente identificarse con las partes más oscuras de la fotografía aérea. El cubrimiento es, salvo algunas áreas extremas del orden del 60-70 %, considerando que la altura de la vegetación alcanza solamente los 100 cm. Característico de este tipo de vegetación es el *Rosmarinus officinalis* (Braun-Blanquet y Bolòs, 1957; Bos, 1966). Los escarpes de las plataformas de calizas están frecuentemente cubiertos por un bosque denso y abierto formado de *Pinus halepensis*, *Quercus ilex*, *Pistacia lentiscus* y *Quercus coccifera* (Mensua, 1972). Los escarpes meridionales orientados al mediodía, donde la sequedad es mayor, o tienen una cobertura vegetal más débil o carecen totalmente de ella. Se puede observar la huella de la actual destrucción del bosque original, ocasionada por el hombre o los animales. Existen zonas de repoblación forestal, hoy día en realización, tal como al norte de los escarpes de la plataforma de la Muela.

A lo largo de las riberas de los principales ríos (Ebro, Gállego, Jalón,

Huerva y Ginel) existen arboledas, matorrales y cañizares. *Tamarix gallica*, *Populus alba*, *Salix purpurea*, *Phragmites australis* y *Suaeda altissima*, son los más frecuentes.

GEOMORFOLOGÍA DE LAS PLATAFORMAS

Plataformas con control estructural

A cierta distancia, Zaragoza está rodeada por cuatro plataformas: La Plana del Castellar (742 m) al NW; la Sierra de Alcubierre (825 m) al NE; la Plana de Zaragoza (648 m) al SE y La Muela (621) al SW. Las dos últimas son las que se consideran en este trabajo. De las plataformas septentrionales solamente aparecen algunas líneas externas en la cartografía. La topografía de la zona cartografiada en las plataformas meridionales es plana o débilmente ondulada con una cierta inclinación hacia el NW. En superficie, se encuentran las calizas miocenas dispuestas en lechos subhorizontales descansando sobre las margas y los yesos. Como los estratos de calizas se disponen casi paralelamente a la superficie topográfica, parece que las plataformas tuvieron un origen estructural. En principio esto es así, pero estudios más detallados muestran que algunas veces los lechos de caliza han sido cortados y una importante parte de estas plataformas están cubiertas por costras calcáreas y detritus. En consecuencia, la plataforma de La Muela y La Plana de Zaragoza pueden ser divididas en tres subunidades de acuerdo con la importancia de la denudación y la acumulación. La parte más meridional está caracterizada por un paisaje de denudación, en el que pequeñas mesas, algunas de 10 cm o más, emergen sobre la topografía local. Estas pequeñas mesas representan los testigos de un antiguo nivel de erosión cubierto por una delgada costra calcárea y rodeado por estratos más bajos de material margoso. Estos niveles pueden verse en las fotografías aéreas por un tono más oscuro (hierbas en la mesa de calizas) rodeado por un tono más claro correspondiente a las margas salobres frecuentemente estériles. Hacia el N se encuentra primero una zona de transición seguida por una zona de acumulación. La zona de transición aparece más ondulada. Está cubierta por detritus de "calcrete" y/o el suelo, está débilmente cementado por caliza de neoformación; también hay depresiones cársticas con un sistema de drenaje interno. Las partes más septentrionales tienen una superficie uniforme y están cubiertas por un grueso lecho de "calcrete" (a veces con varias capas) consistentes en horizontes endurecidos, detritus de "calcrete" y costras calcáreas laminares enrojecidas o blanquecinas. En algunas zonas, puede verse más de una y/o una repetición de horizontes, indicando el origen poligénico de la "calcrete" y la complejidad del proceso de denudación y acumulación en el pasado.

Los badlands

La zona estudiada engloba una proporción bastante apreciable de badlands. Están caracterizados por una red de drenaje fina con segmentos cortos, bor-

des escarpados e interfluvios estrechos (Fairbridge, 1968). Badlands sobre todo es un término descriptivo que no hace referencia a la época de la formación sino simplemente a la aspereza del terreno. En principio el área de Zaragoza, reúne condiciones favorables para la formación de badlands. Se trata de una zona en la que el período árido dura varios meses, con fuertes tormentas ocasionales en verano a lo que se añade la presencia de materiales pobremente cementados como limos, margas y yesos solubles. Por eso la cobertura vegetal en estas áreas es muy poco densa y en algunos lugares ni siquiera existe. Cuando los badlands se han desarrollado por completo y forman pequeñísimas cuencas (cicatrices de erosión), se pueden distinguir tres tipos diferentes de divisorias de aguas:

1. *El redondeado*, tipo de cerro cónico (“haystack”), se encuentra en los materiales arcillosos y en los yesos y puede subdividirse en:
 - a) Badlands de cresta redondeada.
 - b) Badlands de crestas onduladas y redondeadas en los que puede marcarse una transición entre los de cresta redondeada del tipo anterior y los glacis (de erosión) disecados.
2. El tipo “*hoja de cuchillo*” se encuentra frecuentemente sobre los limos, margas y yesos. Puede subdividirse en:
 - a) Badlands disecados en “hoja de cuchillo”, pero donde sin embargo se encuentran algunas partes inactivas.
 - b) Badlands totalmente modelados en “hoja de cuchillo” que permanecen activos en toda su cuenca.
3. *Tipo torreón* (“castellate”).

Especialmente en los tipos 1 y 2 la proporción de disección y erosión en los valles colmatados puede ser la base para una división más detallada de los tipos de badlands. Indican algo sobre la amplitud del relieve y la rugosidad. Los badlands de crestas onduladas y redondeadas han modificado los valles colmatados más que los badlands de crestas redondeadas, así como los de tipo 2_a difieren de los de tipo 2_b. Hay también pequeñas diferencias en los tipos de valles o barrancos, procesos de denudación, densidad de drenaje y grado de rugosidad.

Se puede notar que las laderas orientadas al W, SW, S y SE son más susceptibles para la formación de badlands tipo “hoja de cuchillo” que otras laderas. Probablemente están más afectados por la influencia de la insolación (que ocasiona suelos más secos y una vegetación menos densa), la precipitación torrencial y el viento NW o SE (ver el apartado “Clima”).

Los glacis

En la región considerada, hay muchas áreas extensas de débil pendiente denominadas glacis. Estos glacis son un tipo de superficie de aplanación desarrollada por el retroceso de los escarpes y pedimentación. Un glacis se define como una suave superficie que presenta como característica pendientes entre 1.º y 7.º; forma una ruptura de pendiente (“nick”) al pie de las áreas

elevadas y descienden hacia su nivel de base local que puede o no existir en la actualidad. El glacis comienza su existencia después de la formación y transporte de los derrubios. La degradación de la roca madre puede realizarse por arroyamiento laminar, concentrado, o en mantos, principalmente en clima árido o semiárido.

Terminología de glacis derivada de la bibliografía

En la bibliografía existe demasiada confusión sobre su terminología, ya que al menos se usan dos términos distintos para denominar el mismo tipo de planicies al pie de vertientes ("foot-slopes"): el "glacis" de los franceses y el "pediment" de los angloamericanos. Algunos investigadores prefieren separar los términos que forman estos pie de vertientes. Uno de los criterios, quizás de los más válidos, es el de la litología. De acuerdo con Dumas (1970), Mensching (1968) y Mac (1971), los pedimentos se han desarrollado sólo sobre rocas duras, tales como rocas ígneas, metamórficas o sedimentarias duras, mientras que los glacis se han desarrollado sólo en rocas blandas sedimentarias, tales como arenas y margas. Varias publicaciones angloamericanas, Twindale (1968), Barsch y Royse (1972) y Gardner (1972) entre otros no encuentran esta diferencia y afirman que los pediments se encuentran igualmente en rocas duras y blandas. Otros, como Tricart et. al. (1972), encuentran que la litología no es el factor crítico que distinga los glacis de los pediments. En diferentes lugares puede observarse que una sola superficie de pedimento o de glacis (de erosión) se ha formado sobre rocas duras y blandas.

Otro criterio puede ser la combinación del tipo de retroceso de vertientes y la litología. Los pedimentos desarrollados sobre rocas duras por retroceso paralelo o por disminución de la pendiente del escarpe posterior, cuando los glacis se han formado sobre rocas menos resistentes, siguen una evolución marcada por las rocas más resistentes, situadas sobre las blandas. El retroceso y la expansión del aplanamiento pueden ser frenados o al menos limitados por la roca dura suprayacente.

La causa de retroceso de las vertientes y el aplanamiento depende de varios factores como el relieve inicial, la geología, el tipo de roca y las variaciones en litología, clima y vegetación, procesos geomorfológicos y el tiempo. La génesis, relacionada con los procesos, puede utilizarse como criterio para distinguir el glacis del pedimento.

Algunos investigadores encuentran que los glacis han sido formados esencialmente por erosión de lámina de agua ("sheetwash"), erosión difusa: Tricart et. al. (1961 y 1972) y los pedimentos por un complejo de procesos tales como meteorización, arroyamiento concentrado y laminar, erosión en mantos (laminar flow: King, 1962 y 1968). Otros como Mammerickx (1964), Bronger (1968), Mac (1971) y Thomas (1974) incluyen en la formación de los pedimentos procesos tropicales tales como meteorización profunda ("deep-weathering") y procesos periglaciares. Panow (1966, Mac, 1971, pág. 26) distinguen cuatro tipos de pedimentación zonal: periglacial, criomórfica/soliflucional, deflucional, diluvial y destructiva/diluvial. Tricart et. al (1972,

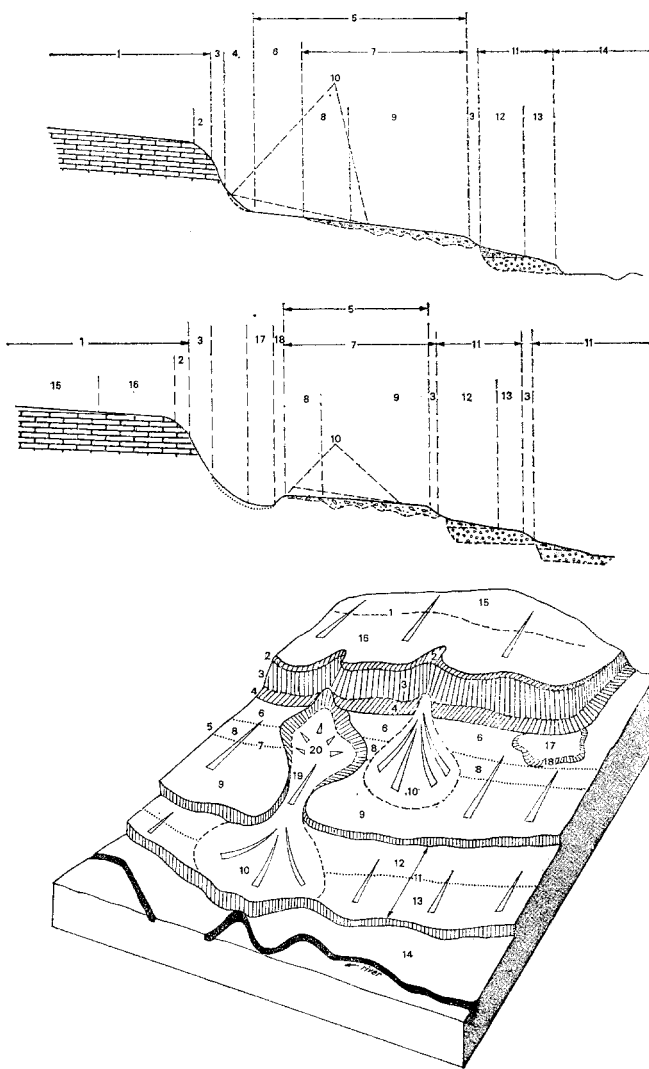
págs. 13-17) también incluyen la posibilidad de formación de superficies de glaciares en varias zonas climáticas. El autor sustenta la idea de que el término glaciares o pediment tiene que quedar restringido en su definición a las regiones áridas o semiáridas, porque en estas regiones fue donde primero se aplicó el término y en donde los procesos de erosión laminar, erosión en mantos, arroyamientos concentrado y avenidas terrenales son los principales procesos de transporte de detritus y del modelado del roquedo. El proceso de formación de detritus puede ser el mismo que el de transporte pudiendo estar completado por la descamación y la gelifracción estacional mientras que la meteorización está muy restringida.

El autor está más a favor del uso del término glaciares que del de pedimento, puesto que las mismas formas y procesos pueden continuarse en las zonas de erosión como en las de acumulación. El término angloamericano de "pediment" se refiere más a la roca dura, a una superficie de erosión y carece de la flexibilidad necesaria para introducir tipos especiales de formas relacionadas con la aplanación tales como "bahada", fanglomerados y conos rocosos. Como en la terminología francesa ya existe ésta flexibilidad es adecuado emplear esta expresión (van Zuidam, 1976, págs. 52-53).

Glaciares en la región de Zaragoza

En la bibliografía aparecen varios investigadores que han mencionado los glaciares en la región de Zaragoza. Ferrer/Mensua (1956), Bomer (1957), Mensua (1964-1969), Solé Sabarís (1964), Mensching (1966), Frutos Mejías (1968, 1971, 1978) y Quirantes Puertas (1969-71) han reconocido el predominio de este fenómeno en el paisaje. Bomer (1957, pág. 53) indica que los glaciares están básicamente relacionados con las terrazas, especialmente en el Gállego. Solé Sabarís (1954), encuentra dos tipos de glaciares que están relacionados el uno con el otro, pero comparables al tipo piedemonte. También Frutos Mejías (1968 b, pág. 425) distingue dos niveles de glaciares, el superior y el inferior. El primero desciende desde las plataformas con control estructural. En su opinión, este glaciar es acumulativo, pero aparece parcialmente truncado y puede confundirse con la segunda terraza (T_2). El glaciar inferior, se correlaciona con la tercera terraza y está conectado con las vales. Frutos también menciona que algunos glaciares tienen un origen poligénico, especialmente los glaciares de golfo ("embayment") y los glaciares encajados que coinciden con el segundo glaciar y la tercera terraza.

Mensua (1969, pág. 759), describe los glaciares que descienden de La Muela. El observa que en las zonas más elevadas, existe un glaciar degradado seguido por lo menos por dos glaciares poligénicos de acumulación. El más reciente, tiene unos 7.000 metros de extensión y se halla, de acuerdo con Mensua, cubierto por un material crioclástico movido por un transporte masivo torrencial. La soliflucción puede no aparecer. El citado autor anota que en la fachada septentrional de La Muela es donde se localizan los glaciares más activos, sin dar mayores especificaciones.



1. Meseta con control estructural, ligeramente sesgada.
2. Convexidad superior (parte superior convexa de un escarpe).
3. Pared del escarpe (cara libre).
4. Glacis de frente (sección recta o de pendiente constante).
5. Glacis de piedemonte.
6. Glacis de erosión (pedimento o concavidad de base o parte inferior, cóncava de una ladera).
7. Glacis de acumulación.
8. Glacis cubierto (originalmente de erosión).
- (9. Glacis de acumulación (puro).
10. Glacis cono.
11. Glacis transversal de valle o glacis terraza.
12. Parte acumulativa del glacis transversal de valle.
13. Parte erosiva del glacis transversal de valle.
14. Planicie aluvial.
15. Parte degradada (glacis degradado) de la meseta estructural controlada.
16. Zona de acumulación (glacis cubierto) de la meseta con control estructural.
17. Depresión de erosión o de disolución.
18. Glacis inverso (opuesto a la dirección general).
19. Glacis longitudinal de valle.
20. Glacis de golfo (rinconada).

FIG. 2.

De acuerdo con el autor pueden diferenciarse los siguientes tipos de glacis. (Ver figura 2):

Glacis de las plataformas con control estructural.

Glacis de los bordes de las plataformas con control estructural.

Glacis relacionados con las terrazas fluviales.

CORRELACIÓN CRONOLÓGICA DE LOS GLACIS CON LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS

Analizando los diversos factores de formación de glacis en la región de Za-

ragoza, en relación con los restantes agentes geomorfológicos puede diseñarse el siguiente modelo climato-genético basado en 4 fases :

Fase primera: Comienzo del período glacial (húmedo-frío)

Disminuye la densidad de la vegetación y comienza el desmantelamiento de los suelos y la formación de regolita, a lo largo de los valles. Posteriormente, los materiales del suelo circulan a través de los valles y se acumulan en los lechos de las terrazas más bajas, frecuentemente bajo la forma de “glacis-conos” o de conos de deyección.

Fase segunda: Período pleni-glacial (frío-seco)

En las zonas de relieve suave (fase 1), el clima, extremadamente frío y seco, da como resultado una vegetación más abierta y un incremento de la gelifracción en las zonas más elevadas (más de 500 m). La ablación de materiales, especialmente bajo la forma de flujo laminar (“sheetfloods”) como consecuencia de las lluvias excepcionales, es el agente geomorfológico dominante, desarrollándose extensos glacis de piedemonte. La acción del viento puede dar lugar a la acumulación de material loesico y a la formación de depresiones superficiales de deflación en algunas zonas. Las laderas de los valles y de las depresiones pueden ser suavizadas, tanto en los glacis de frente (desarrollo sobre un escarpe); en los glacis inversos (con pendiente opuesta a la dirección regional); como en los glacis de golfo (“embayment-glacis”). Si en los piedemontes disecados, existen ya los valles longitudinales y los glacis de golfo puede suceder que se renueve el aplanamiento.

Fase tercera: Glacial tardío y comienzo del período interglacial (débilmente cálido y más húmedo)

Un ligero incremento, estacional o esporádico de las precipitaciones, puede dar lugar a una disolución de los materiales ricos en carbonato cálcico, y esta solución es transportada sobre las pendientes del glacis y acumulada específicamente en las partes más bajas. Allí, al término del glacis, y en las depresiones de deflación, las aguas ricas en cal, pueden permanecer estancadas por algún tiempo y evaporarse posteriormente dejando costras calcáreas laminares o consiguen enriquecer el subsuelo con carbonato cálcico. Si se produce un incremento continuado de la precipitación, particularmente de carácter estacional, la vegetación se hace más estable. Al mismo tiempo, con los depósitos eólicos retenidos por la vegetación, la influencia biológica de la “calcrete” puede desarrollarse también (nódulos, etc.). Durante esta fase, la superficie de escorrentía puede incrementarse y llegar a ser más concentrada, y en su movimiento atravesar las agrupaciones de vegetación y profundizándose en los suelos áridos o en la regolita. Por lo tanto comienza un nuevo ciclo de erosión lineal especialmente en las partes más elevadas de los glacis que llegan a estar muy erosionados transformándose en glacis degradados

Fase cuarta: Período interglacial máximo (húmedo y cálido)

El área está en su mayor parte cubierta por la vegetación y comienza la formación de suelo. Particularmente los ríos afluentes tributarios del principal, pueden cortar las superficies inactivas de los glaciais.

Si comienza la erosión lateral, y las capas de "calcrete" no cubren las rocas más blandas, pueden formarse depresiones parecidas a los golfos. Las condiciones descritas aquí pueden comenzar su cambio en otra fase. En el caso de un ciclo climático completo, la siguiente fase comienza por las condiciones descritas en la primera fase.

FORMAS DE ORIGEN FLUVIAL

El trazado de los grandes cursos fluviales ha sido influenciado por la tectónica, como puede deducirse del aspecto que presenta su trazado, y de la disposición asimétrica de las formas de erosión y acumulación en los valles. En la margen S y W de los valles fluviales existen terrazas de acumulación. En la margen N y E los valles están mayormente caracterizados por pendientes escarpadas y fenómenos erosivos, entre los que el socavamiento con el desprendimiento subsiguiente y la ausencia o limitada extensión de las terrazas fluviales, es el resultado de acciones acumulativas y erosivas.

Las viejas terrazas han sido repetidamente erosionadas y sus originales superficies planas han sido repetidamente vueltas a aplanar por procesos de agradación y degradación en el sentido de la formación de los glaciais. Las diferencias de pendiente fluvial entre los diferentes cursos y la irregularidad del relieve por disolución de los yesos o la diferenciación de los levantamientos no facilita la correlación. Por estas razones es muchas veces difícil distinguir hasta qué punto el Ebro ha influenciado la acción erosiva y acumulativa de sus tributarios y la situación cerca a las zonas de desagüe es bastante imprecisa. En general, en la primera aproximación a la correlación de las terrazas se cuenta a partir de la actual llanura aluvial, describiendo los diferentes escarpes y las características de cada plataforma. La fotointerpretación es un valioso auxiliar en este propósito. (Van Zuidam, 1976, pág. 77).

El río Ebro

El río Ebro es el más importante del área estudiada. Nace en un pequeño lago cárstico, a unos 8 kilómetros al W de Reinoso, cerca de Fontibre (= "Fons Iberi"). Tiene una longitud total de 910,5 kilómetros y el área total de la cuenca es de 85.000,8 km². Desemboca en el Mar Mediterráneo, después de cruzar la cordillera costera catalana, formando un delta de más de 30 kilómetros de anchura. A lo largo de todo el año, lleva agua pero puede haber grandes fluctuaciones. El promedio anual de descarga, en la estación de Zaragoza, es de 7.572 Hm³ pero en años secos puede no alcanzar los 300 Hm³ y en los años húmedos superar los 15.000 Hm³. Según la Confederación Hidrográfica del Ebro, el caudal medio durante el período 1913-1965 es

de 240,25 m³/seg. Durante el año, sin embargo, pueden darse grandes fluctuaciones según sean las precipitaciones en la cuenca. Los grandes cambios de caudal tanto a lo largo de los años como de los meses, puesto en relación con el débil gradiente del río, con la anchura del valle y con la cantidad de material fluvial transportado, han causado el ameandramiento y el anastomosamiento del río. En la zona estudiada el cinturón de los meandros activos se estima entre 2 y 3 km en los que pueden verse antiguos canales localmente llamados "Ebros viejos". Estudios más detallados, usando mapas, fotografías aéreas e imágenes del LANDSAT-1 demuestran la relativa rapidez de los cambios en el lecho fluvial. (Espejo y otros, 1972). Desde 1956 aproximadamente, no ha cambiado demasiado debido a las obras de protección a lo largo de la ribera (Van Zuidam, 1976, págs. 90-91).

Además de la presente llanura aluvial, pueden distinguirse otros niveles de origen fluvial. La topografía, el modelado y el tipo de material rocoso, frecuentemente presentan similitudes. Definir el número de terrazas fluviales existentes a lo largo del Ebro y sus tributarios plantea por lo tanto bastantes problemas.

La definición de las terrazas según la bibliografía

Bomer (1957, pág. 95) distinguía cinco terrazas a lo largo del Gállego, relacionadas con los glaciares. La T₁ con 6-8 m de altura; la T₂ con 15-18 m; la T₃ con 40 m y la T₄ con 75-80 m. La quinta terraza no la definía. Panzer (1926) distingue tres terrazas en el río Aragón, y Hernández Pacheco (1932) describe tres terrazas en la margen derecha del río Ebro al este de Zaragoza. Llamas Madurga (1962, pág. 54) también especifica tres terrazas mientras que Mensua en 1964, apunta cinco terrazas en el área de Zaragoza pero no las indica.

Solé Sabarís (1963) distingue cinco terrazas en el Segre. Mensua (1969) encuentra tres niveles a lo largo del Huerva, pero en otros lugares encuentra hasta siete (según nos comunicó verbalmente, 1971). En una publicación más reciente (Mensua e Ibáñez, 1977) están indicando los diferentes niveles de glaciares y terrazas fluviales. En ella se indica la discontinuidad de los niveles y la dificultad de establecer una correlación.

Las terrazas fluviales del Ebro

El autor, después de efectuar una cartografía detallada y de observar el terreno en la región de Zaragoza, puede afirmar que en el área objeto de estudio existen cuatro estadios de formación de terrazas que desde la más antigua hasta la más moderna son T₁, T₂, T₃ y T₄. Cada terraza a su vez está subdividida en otros dos pisos de los que el más antiguo superior (T_{1.1}) se encuentra más elevado que el segundo nivel (T_{1.2}). No pueden asegurarse elevaciones absolutas porque existe tectonismo local, y porque las terrazas han perdido material superficial como resultado de la actividad erosiva a la que anteriormente se hizo referencia. La existencia de "calcrete" en el nivel T_{1.2} y la base interrumpida de los niveles T_{1.1} y T_{1.2} avala la idea de que el nivel

T_{1,2} es en realidad una terraza fosilizada por los depósitos de glaciares de la terraza T_{1,1}. El Pleistoceno más joven de las terrazas T_{2,1} y T_{2,2} se distingue con más facilidad y por lo tanto es más fácil de clasificar. No existen perfiles (yacimientos) en el área estudiada (en la época de investigación: 1969-1974) para comprobar claramente que la T_{2,2} es un nivel de erosión de la T_{2,1}. La terraza T_{2,2} no está cubierta por material calizo del tipo de los glaciares, pero se distinguen estratos calcáreos, algunas veces bajo la forma de costras laminares.

La terraza T₃ también está afectada por el desarrollo de los glaciares, pero de forma menos significativa que las más antiguas. El típico material calcáreo de glaciares está habitualmente ausente, pero la capa superior visible aparece casi horizontal, con lechos laminados de gravas transportadas e intercaladas en una fina matriz yesífera y calcárea, tal vez más típica de los depósitos coluviales que de los depósitos fluviales. Una característica de la T_{3,1} es la presencia de conos de deyección o de glaciares-cono. Estos, posiblemente pueden haberse formado durante el último estadio, o directamente después del período T₃, porque sus depósitos están entrecruzados con, o sobre el material de la terraza fluvial. Ellos forman amplios y suaves conos consistentes en finos yesos meteorizados y margas, y clastos de material subangular de calizas y yesos miocenos. Las costras laminadas de caliza se encuentran ausentes de la T₃, pero hay capas que están cementadas por carbonato cálcico y yeso formando un conglomerado entre fino y moderadamente fuerte. Estos pueden constituir lechadas superficiales. En tales casos, éstas se han podido formar durante el último estadio de planización por una superficie de escorrentía. También es posible encontrar láminas subhorizontales de caliza bajo la superficie. Debajo de los cantos pueden encontrarse acumulaciones de carbonato cálcico, formadas probablemente por un cambio del nivel del agua subterránea y evaporación de este agua subterránea rica en carbonato cálcico. Otro aspecto de las terrazas T₃ es la disolución de los yesos en contacto con la base de la terraza y el subsiguiente colapso de la parte superior.

Las terrazas más jóvenes y las más bajas pueden ser denominadas T_{4,1} y T_{4,2}. Los bordes de las terrazas están frecuentemente limitados por un escarpe casi vertical. Muchos meandros abandonados son claramente visibles, mostrando la tendencia general del Ebro a desplazarse hacia el NE. La actividad humana, aterrazando y aplanando el terreno con fines de irrigación marca una clara diferenciación entre la T_{4,1} y la T_{4,2}. La cementación de los materiales de grava por el yeso y el carbonato cálcico de neoformación es rara, pero puede darse a veces, especialmente en el material de la terraza T_{4,1}. En esta terraza, y también algunas veces en la T₃, puede encontrarse material fino, predominantemente cerca de la superficie, encima o entrelazado en la parte alta con las gravas de las terrazas. Este material fino, constituido fundamentalmente por arenas y cantos de yeso, se encuentra revestido por una fina matriz con elevado contenido de yeso. Estudios detallados han revelado que gran parte de este material ha sido acumulado en el pasado junto con el relleno reciente del valle. Influencia eólica (tipo loesico) es también posible, pero, según el autor, menos dominante.

Los principales tributarios del Ebro en la zona estudiada

Cuatro grandes tributarios del Ebro se incluyen en el área estudiada, aunque tan sólo en sus partes bajas próximas a la desembocadura en el Ebro. Son estos ríos el Gállego, que inscribe su curso desde el N hacia el S y el Jalón, Huerva y Ginel, que van en sentido contrario. Son también diferentes en cuanto a su curso y a la longitud del mismo. El Gállego (193,2 km de longitud) con una cuenca vertiente de 4.000,8 km², tiene su origen en los Pirineos. El Jalón y el Huerva, con unas longitudes respectivas de 223,7 km y 132,6 km, y unas cuencas vertientes de 9.718,4 y 1.020,4 km², tienen su origen en el Sistema Ibérico. Muy distinto es el caso del Ginel, con un corto recorrido de apenas 10,2 km y una cuenca vertiente de tan sólo 100,3 km². Surge al pie de la plataforma caliza de la Plana de Zaragoza, no lejos del Ebro.

Las formas y direcciones de los valles son muy distintas. Todos son asimétricos, y sus fondos son planos. Existen terrazas jóvenes tipo T₃ y T₄, que son en general más anchas que las viejas T₂ y T₁. Las más recientes están en general situadas sólo en la parte occidental del valle. El trazado recto y la orientación de los valles, y la presencia de las viejas terrazas principalmente en la ribera occidental, sugiere un movimiento tectónico en forma de basculamiento (block-tilting) desde el SW del área estudiada o debido al arqueamiento tal como ha sugerido Quirantes Puertas (1971).

Valles colmatados (vales)

En las partes elevadas del terreno, de formas suaves, existen valles disecados en forma de U que en la región se denominan vales. Estas vales aparecen rellenas de material fino (limos y arcilla). Llamas Madurga (1962) sostiene la idea de que la mayor parte de este material fino, como los limos, procede de la meteorización de los yesos, que pudieron haber sido transportados por fuertes viento durante un período seco. Torras y Riba (1968) y Torras (1971, en un manuscrito no publicado) han afirmado también el origen eólico de estos limos, pero también incluyen la teoría del retransporte de estos limos por el agua. El autor piensa que gran parte de este material limoso procede del truncamiento de los suelos situados en las partes más altas. Estos han podido ser transportados por arroyamiento laminar y concentrado en un período en el que la vegetación estuviera muy abierta. Esto puede también recordar que la red de drenaje de las vales es denso y no difiere demasiado de los sistemas de badlands. En el área estudiada, esto sugiere que antes de que se produjera el rellenado de las vales ya existía una densa red de drenaje. Los perfiles transversales y longitudinales de las vales, demuestran, por la localización y orientación de los cantos y guijarros entrelazados groseramente que se han depositado por transporte y lavado longitudinal y transversal. El material limoso, cuya estratificación no es visible a simple vista, ha podido ser acumulado por el viento así como por las actividades que han desencadenado la erosión laminar. Parece por lo tanto que no es el viento el agente más importante en el desarrollo de las vales.

Las vales no están en realidad más activas, porque los suelos de las partes superiores desaparecieron (por ejemplo en las colinas y en los glaciares) y por eso no pueden suministrar sus materiales para el relleno de las vales. Solamente con fuertes precipitaciones puede continuarse el lavado de los propios suelos del valle aguas abajo.

Las observaciones en el campo demuestran que con tormentas de fuerte precipitación e intensidad, el suelo se compacta. La presencia de limos y arcillas, la limitada coherencia de las partículas del suelo debido al elevado pH y el hinchamiento del yeso por los agentes climáticos, facilitan este proceso de compactación que acelera la escorrentía.

El hombre ha aterrazado las vales con fines agrícolas, construyendo muros que retienen el suelo. Sin embargo, esto no es suficiente, porque pese a los muretes de piedra, la erosión en cárcavas arrastra el suelo formando pequeños barrancos localmente denominados "tollos". Esto frecuentemente ocurre hacia la mitad de las vales cerca de la unión de la roca con los fondos colmatados de las vales. En estos sectores los muretes no atraviesan totalmente las vales para permitir el paso a los tractores y a las máquinas agrícolas, y las concentraciones del agua de lluvia pueden deslizarse fácilmente por el valle.

Si las vales llegan a los valles principales sus conos de deyección montan o se entrecruzan sobre las terrazas T_3 y T_4 . En las observaciones efectuadas en las vales se han encontrado restos de carbón de leña y cerámica en los depósitos de las vales, y esto junto con las anotaciones anteriores permiten concluir que tanto las vales como los conos, son probablemente holocenos, aunque actualmente no estén activos. Recientes estudios en la región de Zaragoza (Van Zuidam, 1975) así como fuera de ella, (Vita-Finzi, 1969) evidencian que ha sido fundamentalmente la actividad humana la que ha generado estas formas, que son el resultado de una erosión antrópica en las partes altas, cuando la vid, el olivo y los cereales fueron introducidos o estimulados por los fenicios y los griegos y extendidos durante la ocupación romana.

Sin embargo, el estudio de la región de Zaragoza muestra que por lo menos existen dos momentos de relleno natural. Uno de ellos coincide con un período glacial, aunque Vita-Finzi dice que no puede asegurarse por falta de datos. Está claro que el período más joven de influencia humana, tuvo aproximadamente entre el 700 a. de C. y la primera centuria de nuestra era con un máximo entre 500 y 100 años a. de C., y no en época medieval como muestra el diagrama de Vita-Finzi.

El desarrollo de las terrazas respecto de los otros fenómenos geomorfológicos

La tectónica, ciertamente ha afectado a la cuenca del Ebro, pero no es el único agente, porque los cambios climáticos han tenido también una gran influencia en la formación de las terrazas del Ebro. En este contexto, Leopold, Wolman y Miller (1964, págs. 476-477) llegan a la conclusión de que: "Una corriente fluvial que se inicia en las montañas y que desemboca en el mar al mismo tiempo estará afectada por la aparición de glaciares en la cabecera y

por los cambios de nivel del mar en su desembocadura. En estas circunstancias, la agradación del valle tendrá lugar en la parte de la cabecera, mientras que en las partes bajas del río, el incremento de la pendiente fluvial por ahondamiento del nivel del mar puede dar lugar a la degradación. Esto parece haber ocurrido en varios sistemas fluviales. Tal coincidencia entre colmatación y degradación de los valles, podría producir niveles de terrazas cuyos perfiles podían interceptar y cortar el perfil de la corriente (fluvial) representando condiciones no glaciares". En un trabajo Andrez (1972) llama a este fenómeno corrimiento de fases ("Phasenverschiebungen"). El autor está de acuerdo con su declaración especialmente en lo que concierne a las grandes arterias fluviales como puede ser el caso del Ebro. De acuerdo con este concepto se ha elaborado un modelo explicativo de las diferentes terrazas del Ebro y sus principales tributarios tratando de explicar el origen policíclico de las terrazas.

Como se explica anteriormente, en la región de Zaragoza hay "terrazas desdobladas". Estos dos niveles coinciden con ciertas fases en los cambios climáticos. Básicamente este concepto es el siguiente:

1. Las terrazas en la parte central de la cuenca del Ebro (región de Zaragoza) están formadas en primer lugar por erosión (erosión de base), seguida por acumulación (acumulación de los niveles altos).
2. Durante el cambio climático, existieron dos fases principales desde el punto de vista hidro-meteoro-geomorfológico. Una primera y principal fase de formación es lo que nosotros clasificamos como nivel más alto ($T_{1,1}$), seguida por una segunda fase caracterizada por la erosión y la acumulación, en la cual los niveles más altos están disecados pero en parte rellenados. Este segundo nivel más bajo lo denominamos terraza ($T_{1,2}$). Por razones de simplificación la formación de la T_2 está descrita y esquemáticamente dibujada en la figura 3.

Fase primera: Desde el pleniglacial hasta el finiglacial

La parte alta de la cuenca estaba cubierta de nieve y hielo y se forma la llanura de acarreo fluvio-glacial (washplain) (T_2) que puede cubrir la T_1^* .

Como consecuencia del descenso del nivel del mar y del limitado transporte de gravas fluviales, principalmente la erosión lateral y vertical del río pueden continuar en la llanura aluvial, aguas abajo de la cuenca (suponiendo que el Ebro no fuera afectado seriamente por la tectónica estructural de la cordillera costera calatana, por donde pasa formando una garganta). Es posible que en este período glacial más seco, los relieves existentes, incluyendo la T_1 , fueran aplanados por la formación del glacis. Por lo tanto, algunos materiales coluviales pudieron cubrir la T_1 e incluirse en la base del nivel $T_{2,1}$ como puede observarse por ejemplo en la base de la T_2 cerca de Bárboles.

* Esto puede coincidir por las observaciones hechas por Panzer (1926), Butzer y Fränze (1959) y Hölckermann (1971) que encuentran sólo tres terrazas en la parte alta del Ebro.

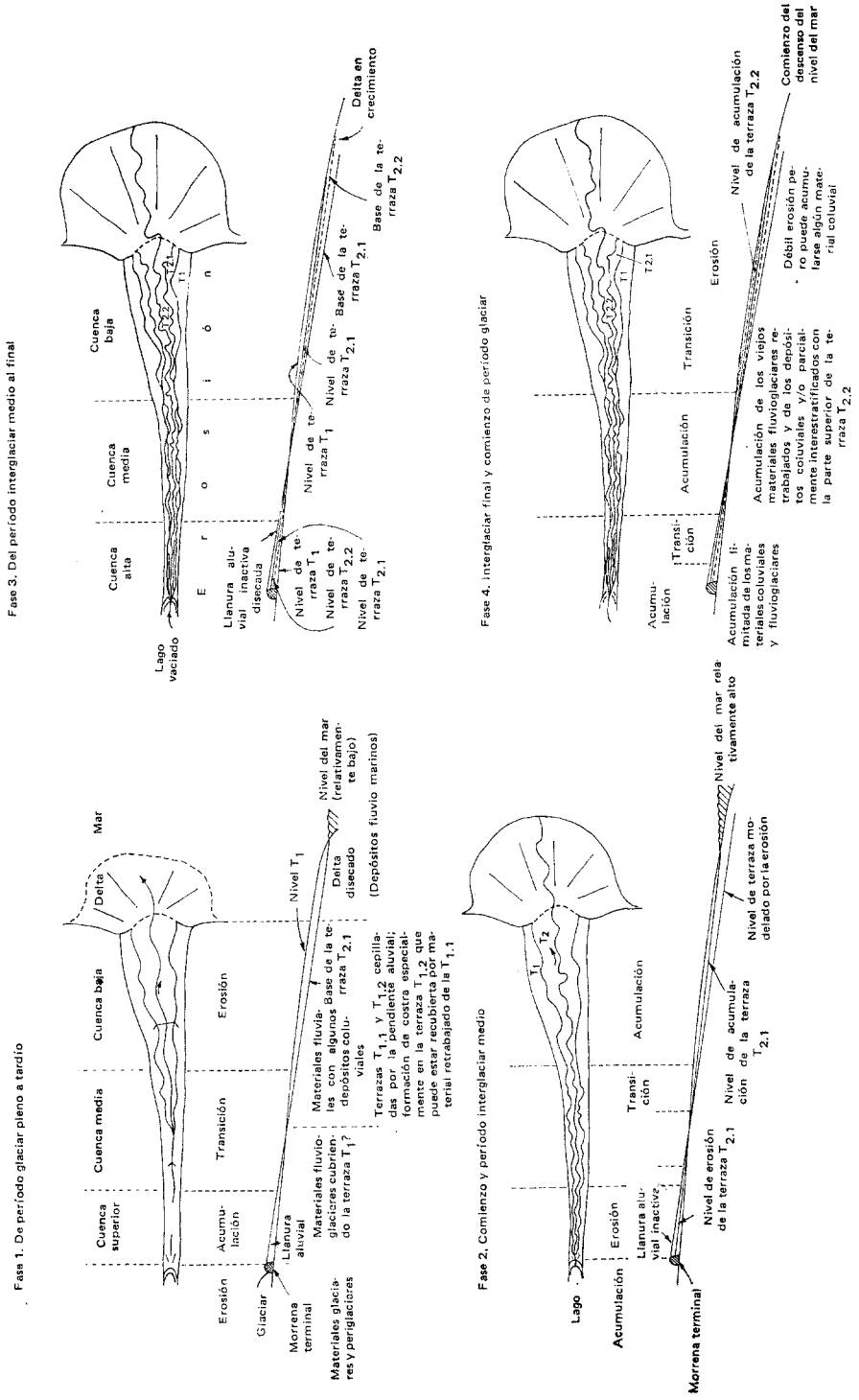


FIG. 3. Desarrollo esquemático de la segunda generación de niveles de terraza en la cuenca del Ebro.

En esta fase, los pequeños valles debieron rellenarse con material coluvial (vales).

Fase segunda: Comienzo y período interglacial medio

El hielo ha fundido detrás de la morrena terminal, y en el mismo lugar, se ha podido formar un lago como consecuencia del estancamiento del agua. La llanura de acarreo fluvio-glaciales ya no se alimenta más de materiales fluvio-glaciales y la erosión comienza desde las partes más bajas de la zona media hacia las zonas de cabecera. Como consecuencia de esta erosión remontante y del mayor caudal, debido a las mayores precipitaciones, el material rocoso meteorizado recientemente y los antiguos materiales fluvio-glaciales pueden ser transportados aguas abajo donde logran acumularse. Este proceso de agradación puede también facilitarse por las transgresiones marinas y el subsiguiente descenso del gradiente del río y de la velocidad de la corriente fluvial, reflejándose en la acumulación de los materiales en suspensión. Entonces, el definitivo nivel de acumulación $T_{2.1}$ se ha formado (¿en convergencia con el T_1 de aguas arriba?).

Fase tercera: Desde mitad hasta el final del período interglacial

La cantidad de material suelto que puede ser transportado desde las partes superiores de la cuenca se reduce sensiblemente debido a la cobertura vegetal, a la debilidad de las precipitaciones y a la escasez de material, que causan, en general, una fase de erosión. La terraza de erosión nivel $T_{2.2}$ se forma (¿en paralelo con la $T_{2.1}$?).

Fase cuarta: Final del interglacial y comienzo del período glacial

Comienza una meteorización mecánica mayor y se acelera el transporte de los derrubios, especialmente en las cabeceras. Por esta razón, una gran cantidad de materiales coluviales son transportados a lo largo de la pendiente y hacia el interior de los valles, mezclados o acumulados alternativamente en/o sobre las terrazas a modo de conos de deyección (canchaleras) y "glacis-cono". Hasta aquí, la fase de acumulación de la terraza $T_{2.2}$ puede ser definida (¿en convergencia con la $T_{2.1}$ de cabeceras?). Al comienzo del período glacial, sin embargo, la erosión fluvial puede también haberse desarrollado en las partes bajas de la cuenca como consecuencia de la disminución del nivel marino. La erosión remontante, desde las partes bajas puede llegar hasta la parte central de la cuenca favorecida por las condiciones climáticas más extremadas durante el pleniglacial, y la fase primera comienza a ser de nuevo activa, a partir del ciclo T_3 .

Aparición de la "calcrete"

Las observaciones de campo demuestran que el área estudiada está afectada por caliche o "calcrete". Las altas superficies estructurales, los glacis de acumulación y las terrazas fluviales de edad pleistocena, están total o par-

cialmente recubiertas por la "calcrete". Se trata de un enriquecimiento en caliza de neoformación que van desde las blandas y polvorientas cementaciones hasta las costras laminares endurecidas. En particular, la aparición de los tipos de "calcrete" dura es de especial importancia en la evolución geomorfológica de la zona, porque de hecho, tiene una significación especial para indicar el ambiente en el que se han formado los glacia, y también porque protegen de la erosión las formas del relieve a las que recubre. Es obvio que no hay un solo proceso, una sola roca tipo o un clima específico que sea responsable de la formación de la "calcrete": la causa es la combinación de factores (Van Zuidam, 1975 b).

El estudio de la distribución espacial de la "calcrete" es interesante no sólo para la ciencia sino también por sus aplicaciones: usos del suelo, levantamientos para clasificación del terreno, trabajos hidrológicos y obras de ingeniería, etc. Si existen espesas capas de "calcrete" cerca de la superficie, el uso de la tierra queda limitado a un suelo pobre de poco espesor. La erosión del suelo puede comenzar fácilmente, pero la erosión vertical será menos activa debido a la resistencia de la "calcrete". El agua freática, normalmente, no se encuentra cerca de la superficie debido a la baja permeabilidad de las capas de "calcrete" y a que toda el agua de superficie desaparece por evaporación o escorrentía. Si los lechos de caliza endurecidos están enterrados bajo un espeso paquete de sedimentos no consolidados permeables, puede almacenarse una capa de agua o nivel freático colgado por encima de la "calcrete". En la construcción de carreteras, una zona con cobertera de "calcrete" es preferible por su estabilidad y es más resistente al tráfico pesado. En algunos casos, los bloques de costra calcárea pueden usarse como material de construcción bien sea para casas o para carreteras, para dar mayor estabilidad a la cimentación.

De acuerdo con algunas observaciones (James, 1972, pág. 831) las costras de "calcrete" pueden desarrollarse en superficies de débil pendiente hacia el final de su período de formación. Este concepto es muy importante para la explicación geomorfológica de la región de Zaragoza.

El glacis tiene que desarrollarse en un clima árido o semiárido. Por ejemplo en un período glacial o interstadial. Cuando el clima cambia, como ocurre en la transición de glacial a interglacial, hay más lluvia, especialmente en las estaciones húmedas. Esta agua disuelve la caliza disponible y la transporta dentro del suelo de los glacia, las terrazas y las plataformas calcáreas. En este caso, el agua y el CO_3Ca , son detenidos en el suelo, tanto mejor cuando se trata de lagunas poco profundas y especialmente en la zona más baja de la pendiente al final de los glacia y en las terrazas. En estación seca, el agua se evapora y el CO_3Ca se acumula. De esta forma, el glacis recibe un carbonato cálcico enriquecido en el suelo suprayacente y se hace más resistente a la erosión en los períodos interglaciales (pluviales). En los lugares donde no se ha formado "calcrete" (o en pequeña proporción) la erosión ataca las formas del relieve, dando lugar a veces a una inversión del mismo, lo que ocurre en las plataformas con control estructural y los glacia; entre los glacia de erosión y las terrazas fluviales, y a veces entre las mismas terrazas

Depresiones y fenómenos cársticos

En esta área estudiada, de acuerdo con sus diferentes orígenes y formas, pueden distinguirse varios tipos de depresiones. Los seis tipos básicos son los siguientes:

1. Depresiones de disolución sin control estructural.
 2. Depresiones de disolución con control estructural.
 3. Depresiones como resultado de disolución subterránea y colapso posterior.
 4. Depresiones situadas entre glacis y terrazas como resultado de disolución y erosión selectiva.
 5. Depresiones triangulares encerradas entre 2 conos y su hinterland.
 6. Depresiones formadas por deflación y rellenadas por coluviones.
- Mensua e Ibáñez (1975) distinguen tres depresiones o alvéolos tipos:
1. Alvéolos abiertos en el contacto entre glacis y terrazas fluviales.
 2. Alvéolos abiertos entre terraza fluvial y relieves marginales.
 3. Alvéolos sobre litología homogénea.

Las ideas de Mensua e Ibáñez coinciden parcialmente con la opinión del autor en lo concerniente a la situación en la que se forman las depresiones por ejemplo, base yesífera, contacto de depósitos sueltos y cementados y en la permeabilidad que permite la infiltración semicárstica. No son mencionadas las influencias de las diaclasas (y probables fallas) para facilitar la percolación y la disolución por el agua y el contacto entre yesos puros, diaclasados y solubles así como los afloramientos de margas compactas, algunas veces terrazas cementadas y depósitos de glacis, que protegen los yesos infrayacentes y las margas de su ulterior disolución. La opinión de Mensua e Ibáñez, aplicada a zonas alejadas de Zaragoza en el sentido de que es todavía importante en la formación de depresiones no parece tener mucha aplicación en el área estudiada.

La más importante, y algunas veces la manera más activa para la formación de depresiones como resultado de la solución del subsuelo y el subsiguiente colapso, puede encontrarse en las terrazas más bajas del Ebro y Gállego. Este fenómeno es particularmente sorprendente entre Utebo y Casetas. Un estudio con fotografías aéreas secuenciales ha demostrado que en varias terrazas tienen lugar diferentes grados de disolución y colapso. (Van Zuidam, 1976, págs. 144-148). Este estudio demuestra que en una pequeña área aproximadamente 21 km² cerca de Casetas, 1,5 km² de la superficie había subsidido en aproximadamente 18 años. Las depresiones habían aumentado a 35. Este fenómeno es más activo después de un fuerte y prolongado período de lluvias, con elevado nivel del Ebro y por el incremento de la irrigación con el agua suministrada por el Canal Imperial de Aragón.

El Servicio de Obras Públicas de Zaragoza, en informes de uso restringido, indica que a fines de invierno, cuando las lluvias y el caudal del Ebro son más importantes y al final del período de irrigación (otoño) pueden ocurrir subsidencias con el colapso consiguiente dañando por esta causa casas, carreteras y sistemas de irrigación.

Las depresiones se forman también entre terrazas cuando la erosión selectiva predomina sobre la disolución. Estas depresiones se desarrollan entre terrazas a causa de la planación y la menos pronunciada formación de "calcrete" dentro en los bordes de las terrazas. Cuando comienza la planación, las gravas de las terrazas son transportadas pendiente abajo y el espesor de las gravas disminuye. Por esta razón los yesos infrayacentes quedan más cerca de la superficie y puede comenzar de nuevo la disolución y la erosión selectiva lo que dará lugar a la formación de depresiones.

PARTE SEGUNDA

EL MAPA GEOMORFOLÓGICO DE LA REGIÓN DE ZARAGOZA

Aspectos generales

Desde 1967 varios miembros del Departamento de Geomorfología del I. T. C. han venido desarrollando un sistema de cartografía geomorfológica en el que las fotografías aéreas son el principal instrumento, confeccionando series de mapas de diversas escalas, contenidos y aplicaciones. Los primeros resultados se publicaron en 1968 (H. Th. Verstappen y R. A. Van Zuidam, 1968, I. T. C. Textbook VII-2). Estos trabajos presentan un ejemplo de mapas geomorfológicos y dos mapas aplicados: el mapa de morfoconservación y el mapa hidromorfológico. Lo esencial del sistema es que la información topográfica y litológica constituyen la base de los tres mapas. Las unidades geomorfológicas o las pendientes susceptibles de erosión, la permeabilidad y las diferentes clases de capacidad para la recepción del agua son presentadas en símbolos de color para cada área. Los fenómenos individuales más detallados, pueden representarse por símbolos en líneas negras. Conviene advertir que las unidades geomorfológicas se eligen en cada caso de tal forma que pueden aplicarse con facilidad a diferentes propósitos, bien sean cartográficos o para otros fines.

El estudio y cartografía geomorfológica semidetallada de la región de Zaragoza se presenta en tres mapas consecutivos y adjuntos. La zona cubre un área relativamente amplia (1.925 km²) y presenta todos los aspectos que puede ofrecer el sistema I. T. C. Mapas como éste, con una leyenda detallada permiten la discriminación de unidades ambientales y ayudan a los planificadores a conocer mejor la zona para la organización del espacio.

Contenido del mapa e indicación de algunas de sus aplicaciones

Las principales unidades geomorfológicas representadas en el mapa son:

1. Plataformas con control estructural. — 2. Zonas de escarpe. — 3. Badlands. — 4. Glacis. — 5. Otras pendientes de denudación. — 6. Terrazas fluviales. — 7. Valles colmatados y conos de deyección. — 8. Llanuras aluvia-

les. — 9. Depresiones. Las más importantes se han descrito en la parte primera. Estos a su vez se han dividido en subclases no sólo por diferencias en su génesis o evolución, sino también para clasificar su utilidad para la agronomía e ingeniería. Algunas aplicaciones se discuten brevemente.

Plataformas con control estructural

La triple división genética en partes de denudación, transición y acumulación, indica también que en las partes denudacionales, por ejemplo, la agricultura viene limitada por la relativa pobreza de los suelos. Las partes acumulativas son mucho más útiles para usos agrícolas debido a que sus suelos son más ricos y profundos y a la posibilidad de encontrar agua subterránea. Por este motivo, se observan más construcciones y carreteras en las partes acumulativas (planas con costras de calcrete) que en las otras dos.

Zonas de escarpe

Estas zonas están relativamente elevadas (más de 30 m) son muy pendientes (más del 30 %) y frecuentemente aparecen muy disecadas. Esto las inutiliza para la agricultura y las hace dificultosas para la construcción de carreteras. Pueden ocurrir algunos desprendimientos de tierra (derrumbes de bloques) especialmente en los escarpes de los yesos y causar problemas adicionales a los proyectos de ingeniería.

Badlands

Los badlands se han dividido en tres grupos de acuerdo con la rugosidad del terreno y la forma de las líneas de crestas. Los badlands cortados a cuchillo son muy difíciles tanto para la penetración como para la utilización agrícola. Los badlands de cimas redondeadas son también difíciles para la penetración pero en algunos casos pueden suministrar el pastizal a ovejas y cabras. Los badlands ondulados no son difíciles para la penetración y es posible construir en ellos vías para tractores. Algunos tipos de pastizales para ovejas y cabras son igualmente posibles.

Los glaciais

Se han distinguido dos tipos de glaciais de acuerdo con la inclinación de la pendientes, longitud de la misma y génesis. Las longitudes de los glaciais de frente son relativamente cortas (menos de 500 m) y tienen una pendiente de más del 5 % en las que la erosión laminar es todavía activa. Sin embargo, en su mayor parte, se usan para la agricultura. Los glaciais de piedemonte ofrecen largas y débiles pendientes. Estos glaciais pueden ser muy productivos a causa de la profundidad y bondad de sus suelos (calcáreos) si no están disecados y no aparece la costra calcárea muy cerca de la superficie. Debido a su gran extensión y elevada estabilidad, los glaciais de piedemonte pueden ser también utilizados para la construcción de autopistas y aeropuertos como puede observarse en el G₃ WSW de Zaragoza.

Un aspecto adicional del mapa es que las líneas negras de símbolos indicativos del origen de los glacis (acumulativos, mixtos o erosivos), señalan también el grado de disección. De esta manera, el mapa contribuye a un mejor conocimiento de la profundidad de los suelos y de la rugosidad del terreno.

Otras pendientes de denudación

Representan series heterogéneas de pendientes con valores diversos, relativamente cortas, suaves, hasta otras de tipo medio. Varios procesos erosivos han tenido lugar e incluso continúan siendo el arroyamiento laminar el más dominante. Estas pendientes son con frecuencia inutilizables para la agricultura e ingeniería.

Terrazas

La utilización de las terrazas depende de su extensión, del grado de disección, de la presencia de material de glacis o costras de caliza encima de los depósitos fluviales y la posición del agua subterránea o la posibilidad de regadío. En principio, las terrazas más bajas no disecadas T₃ y T₄, son excelentes para la agricultura a causa de sus buenos suelos y la facilidad de irrigación. Las más altas, T₁ y T₂, están más disecadas y son más limitadas en su utilidad agrícola. La irrigación también es más difícil. La T₄ es buena para agricultura y normalmente no tiene peligro de inundación. Sin embargo, este tipo de terraza necesita protección mediante diques contra las crecidas excepcionales. Para construcción de caminos, canales de irrigación y edificación de casas, la terraza T₃ es conveniente a causa de su extensión pero teniendo cuidado de las depresiones debidas a la disolución de los yesos subyacentes en las que el colapso es bastante normal. La presencia de los conos de deyección puede dificultar también estas construcciones. Algunas de las terrazas T₂ y T₁ son también extensas y bien drenadas. Estas están, no obstante, onduladas o disecadas. Sin embargo, puede esperarse un subsuelo estable para la construcción de carreteras pero la abundante disección obligará a costosas y frecuentes obras de ingeniería.

Valles colmatados (vales)

Este tipo de unidad puede encontrarse en muchos lugares en la zona estudiada. Está presente en muchos valles pequeños y medios, sobre margas y yesos; y en valles largos y dendríticos en cuanto a la forma, separados uno de otro por otras unidades geomorfológicas. Las vales más anchas tienen una pendiente débil y pueden usarse fácilmente para carreteras secundarias. Su potencial agrícola es bueno. Los suelos son profundos y debido al aterramiento efectuado por el hombre y al sistema de rotación y barbecho, mantienen el suelo con la humedad suficiente y la erosión es limitada. Las vales estrechas, actualmente no están cultivadas, pero podrían usarse para pastos. No hay carreteras en estas vales.

Llanuras aluviales

Las llanuras aluviales se usan algunas veces para la agricultura especialmente cuando el suelo no tiene una textura excesivamente gruesa y está protegido de las crecidas estacionales. La construcción de carreteras principales debería ser evitada porque serían necesarias grandes obras de ingeniería.

Depresiones

Están representadas en el mapa por un color único pero subdivididas en seis tipos genéticos indicados con símbolos negros diferentes. Su aspecto es más o menos el mismo: depresiones con suelos de textura fina y humedad relativamente alta. El agua algunas veces suele estar estancada y puede variar su extensión especialmente en la terraza T₃. Debe evitarse la construcción de carreteras y canales de irrigación.

CONCLUSIONES

Las formas del relieve de la región de Zaragoza pueden clasificarse genéticamente como mono o policíclicas.

El clima ha cambiado gradualmente con la consecuencia de que ciertos procesos o desarrollos de formas del relieve que comenzaron a ser dominantes, o estuvieron reposando (o "durmiendo") han desaparecido. Las primitivas formas desarrolladas han podido ser afectadas por los procesos más recientes, de tal manera que su desenvolvimiento quedara inactivo, su aspecto deformado e incluso desaparecieran. Estos fenómenos se pueden observar en las vales. Varios fenómenos pueden tener una cierta simbiosis en su desarrollo. El mejor ejemplo en esta parte de la cuenca del Ebro son quizás las terrazas fluviales con los glaciares. En la época en la que la planación es más activa, los detritus se forman en la parte superior de la pendiente cerca de las plataformas con control estructural y se depositan en la parte inferior de las pendientes de los glaciares. La acción fluvial en esta época es limitada y solamente puede dar indistintamente terrazas de erosión o terrazas de acumulación las cuales se presentan mezcladas con detritus de ladera. Durante este período, un cierto grado de incisión puede sin embargo existir, especialmente en el curso medio y bajo del Ebro. Cuando se incrementan las precipitaciones y la cubierta vegetal, la degradación de las pendientes de glaciares decrece, resultando menos activo el desarrollo de los mismos. Esto ocasiona una disección por cárcavas que puede aumentar individualmente desarrollando pequeñas cuencas de drenaje o rinconadas iniciales. La actividad fluvial en este período es más pronunciada transportando gravas desde la parte superior de la cuenca hacia el centro y las partes más bajas. En consecuencia las terrazas de acumulación se forman en estas áreas.

El incremento de la temperatura y la precipitación puede dar lugar no sólo a una fuerte erosión en las partes altas de la cuenca y a la acumulación en las partes media y baja, sino que logran iniciar el proceso de formación de pe-



FIG. 4. Representación diagramática del ciclo geomorfológico continental en el centro de la depresión del Ebro. Este modelo está adaptado y complementado de modelos semejantes, pero más simples de Alimen (1965), Cheveillon (1964) y Fairbridge (1967). En la figura en inglés están representados:

1. Ciclo de erosión y de disolución.
2. Ciclo de planación (formación de glacis).
3. Ciclo de acción fluvial (formación de terrazas fluviales).
4. Ciclo de degradación y de relleno (valles rellenos; «vales»).
5. Ciclo de formación de calcreta (caliche).
6. Ciclo de acción eólica.

Texto adicional:

1. Actividades relacionadas a congelación y descongelación; formación de material detrítico al pie de las plataformas estructurales; soporte de cantos para los glacis de cono y de piedemonte.

Estabilización y disminución de descamación.

Poca incisión de los escarpes (pendientes y conos de deyección). Comienzo de la disolución de caliza y de yeso.

Formación de un suelo de material fino con poca degradación por la presencia de una capa vegetal. Formación de formas cársticas (dolinás, valles cársticos y cuevas en las plataformas estructurales) y disolución del subsuelo yesífero de las terrazas fluviales y el colapso subsiguiente de las superficies de las terrazas, especialmente éstos cerca de la capa freática.

Transición sucesiva de meteorización química y biológica a una meteorización mecánica, es decir un cambio de formación de suelo y bloques redondeados en material de deyección con formas angulares.

2. Formación de glaciares de frente y de piedemonte; planación de las terrazas existentes y transformación de las cuencas pequeñas en glaciares de reverso y de golfo.

Estabilización o una incisión ligera de las existentes formas de glaciares.

Estabilización o dirección de glaciares de frente y de piedemonte. Separación de los glaciares del Hinterland (parte superior de las cuencas) formando depresiones o golfos iniciales (pequeñas cuencas de drenaje) en los glaciares de piedemonte.

Incisión de los glaciares y un fuerte desarrollo de depresiones iniciales, formando glaciares de golfo.

3. Desarrollo de los glaciares de cono.

Incisión de las terrazas de las partes medias y bajas de la cuenca.

Erosión en la parte superior de la cuenca y acumulación y formación de las terrazas bajas. Comienza como un río torrencial (cross-bedding; horizontes cruzados); continuando como un sistema meándrico (horizontes subhorizontales).

Estabilización de las terrazas. Integración con material coluvial y de conos aluviales/coluviales.

4. Estabilización o una ligera incisión de los valles rellenados («vales»). Desarrollo de valles con pendientes suaves.

Ligero relleno de los valles pequeños y un

ligero transporte de este material a la base de las terrazas.

Estabilización de los valles rellenados o nuevas incisiones.

Degradación de la parte superior del suelo. Relleno de los valles. Una continuación del transporte de material entre los valles y sobre las terrazas fluviales.

5. Formación de productos detríticos del origen calcreta. Formación de costras de calcreta, potentes y laminares; a veces con grietas de disección.

Formación de calcreta -no-pedogenética (evaporítica).

Formación de nódulos y otras acumulaciones de calcreta pedogenética.

Erosión de las partes superiores y cobertura de las partes bajas de las pendientes.

6. Deflación y acumulación de material eólico (loess), otros obstáculos.

Acumulación de material eólico (loess), deflado de otras zonas.

Ausencia de actividades eólicas.

Actividades eólicas incidentales (deflación y acumulación local).

Seco (frío) ARIDO (GLACIAR = interpluvial).
Transición árido-pluvial (húmedo: menos frío).
Húmedo (caliente) PLUVIAL (INTERGLACIAR).
Transición pluvial-árido (húmedo: menos caliente).

queños valles que pueden ser transformados más adelante en valles muy pronunciados y colmatados. Estos «vales», pueden tener una secuencia policíclica comparable con la de las terrazas fluviales principales en las que el nuevo relleno alcanza niveles más bajos que los anteriores.

Como se ha podido ver anteriormente se observa una serie de repeticiones o ciclos en ambientes similares con predominio fluctuante de ciertos procesos y construcciones de formas del relieve las cuales han tenido lugar según las oscilaciones climáticas de períodos glaciares o interglaciares. Como consecuencia de estas repeticiones rotacionales numerosas formas del relieve son poligénicas o policíclicas en su origen. La figura 4 intenta representar estas repeticiones rotacionales que parecen haber sucedido durante el cuaternario: cambios climáticos repetidos de glacial a interglacial que han ocurrido en las altas latitudes; o períodos áridos y pluviales en las bajas. Lo esencial de este concepto es la hipótesis aplicada en todo el mundo de que un período glacial coincide con períodos más secos y más fríos y que los períodos interglaciares son comparables a períodos más húmedos y más cálidos.

Junto a esta aproximación académica a la geomorfología de la región de Zaragoza, se ha prestado también atención a sus aplicaciones. Se ha ejecutado este trabajo con la ayuda de mapas geomorfológicos semidetallados en los que se han señalado las principales unidades y subclases. Estas representan

en la práctica unidades ambientales que implican algún tipo de uso como puede ser el aprovechamiento para agricultura u obras de infraestructura. Para estos últimos propósitos remitimos a la parte dos.

BIBLIOGRAFIA

- ANDREZ, W., 1972: *Beobachtungen zur jungquartären Formungsdynamik am Sudrand des Anti-Atlas (Marokko)*. Z. Geomorph., Suppl. Bd. 14, pp. 66-80.
- BARSCHE, D. and C. F. ROYSE, 1972: *A model for development of Quaternary terraces and pediment-terraces in the southwestern. United States of America*. Z. Geomorph., N. F. Vol. 16 (1), pp. 54-75.
- BIEL LUCEA, A. and L. GARCÍA DE PEDRAZA, 1962: *El clima de Zaragoza y ensayo climático para el valle del Ebro*. Ministerio del Aire, Servicio Meteorológico Nacional, Madrid. Publ. Ser. A. (Mem.) 36, 57 pp.
- BOMER, B., 1957: *Pyrénées*. Especially: X-ème journée. Livret guide de l'excursión INQUA V. Congr. Int., Madrid-Barcelona, 1957, pp. 90-101.
- BOS, E. S., 1966: *Vegetation survey*. In: Report of an integrated survey of the Ginel valley and an adjacent part of the Ebro valley, Province of Zaragoza, Spain. ITC-report, pp. 37-44.
- BRAUN-BLANQUET, J. and O. DE BOLOS, 1957: *Les groupements végétaux du bassin moyen de l'Ebre et leur dynamisme*. Anales de la Estación Experimental de Aula Dei, Zaragoza, vol. 5 (1-4), 266 pp.
- BRONGER, A., 1968: *Pedimentbildung im wärmtrockenen and im periglacialen Klima?* Erdkunde, vol. 22 (4), pp. 324-326.
- BUTZER, K. W. and O. FRÄNZLE, 1959: *Observations on Pre-Würm glaciations of the Iberian peninsula*. Z. f. Geomorph., N. F. Vol 3 (1), pp. 85-97.
- DUMAS, H., 1970: *The origin of glacis*. Problems of relief planation, M. Pecci, ed., Studies in geography in Hungary, vol. 8, pp. 113-117.
- ESPEJO, R., J. TORRENT and C. ROQUERO, 1972: *Detection of major river bed changes in the river Ebro (North-Eastern Spain)*. Proc. Symp. Sign. Results ERTS-1, NASA, vol. 1, Sect. A, pp. 707-711.
- FAIRBRIDGE, R. W., 1968: *The encyclopedia of geomorphology*. Encyclopedia of Science Series, vol. III. Reinhold Book Corp. Nostrand, New York, Amsterdam, London, 1295 pp.
- FERRER, M. and S. MENSUA, 1956: *Las formas de relieve del centro de la depresión del Ebro*. Geographica, pp. 107-109.
- FRUTOS MEJÍAS, L. M., 1968: *Los glacis del campo de Zaragoza*. XXI Congr. Intr. Geogr., India, 1968. Aportación española, Madrid, Patronato "Alonso de Herrera", pp. 423-429.
- FRUTOS MEJÍAS, L. M., 1976-78: *Estudio geográfico del campo en Zaragoza*. Doctor's thesis, Univ. Zaragoza. Publ. núm. 603, Institución "Fernando el Católico", 353 pp.
- GARDNER, L. R., 1972: *Pediments and terraces along the Moapa Valley, Clark County, Nevada*. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 83, pp. 3.479-3.486.
- GUERRA DELGADO, D. A. et al., 1970: *Mapas de suelos de las provincias de Zaragoza, Huesca y Logroño*. Escala 1:250,000. Descripción de los suelos. Inst. Nac. Edafología y Agrobiología, Madrid, 68 pp. + 3 mapas.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E., 1932: *Síntesis fisiográfica y geológica de España*. Madrid.
- HÖLLERMANN, P., 1971: *Zurundungsmessungen an Ablagerungen im Hochgebirge*. (Beispiele aus den Alpen und Pyrenäen). Z. f. Geomorph., N. F. Suppl. Bd. 12, pp. 205-237.
- IBÁÑEZ, M. J., 1973: *Contribución al estudio del endorreísmo de la depresión del Ebro: el foco endorreico al W y SW de Alcañiz (Teruel)*. Geographica, Zaragoza, vol. 1, pp. 21-32.
- IBÁÑEZ, M. J., 1975: *El endorreísmo del sector central de la depresión del Ebro*. Cuadernos de Investigación, Geogr. e Hist., vol. 2, pp. 35-48.
- JAMES, N. P., 1972: *Holocene and Pleistocene calcareous crust (caliche) profiles: criteria for subaerial exposure*. J. sedim. Petrol., vol. 42, pp. 817-836.

- KING, L. C., 1962-67: *Morphology of the earth*. Oliver & Boyd, Edinburg, 2nd ed., 699 pp.
- KING, L. C., 1968: *Pediplantation*. In: The encyclopedia of geomorphology. R. W. Fairbridge (ed), Reinhold, New York, pp. 818-820.
- LEOPOLD, L. B., M. G. WOLMAN and J. P. MILLER, 1964: *Fluvial processes in geomorphology* Freeman & Comp., San Francisco and London, especially, pp. 458-484.
- LLAMAS MADURGA, M. R., 1962: *Estudio geológico-técnico de los terrenos yesíferos de la cuenca del Ebro y de los problemas que plantean en los canales*. Serv. Geológico, Bol. 12, Informaciones y Estudios, 192 pp.
- LOTZE, F., 1928: *Ueber Analogien zwischen den Faziesverhältnissen des Tertiärbeckens von Calatayud (Spanien) und des deutschen Zechsteinbeckens*. Z. Deutsch. Geol. Ges., Berlin, t. 80, Montsber., 151 pp.
- MAC, JOH, 1971: *The valley pediments*. Rev. Roumaine de Géol. Géogr. et Géophysique. Serie de Géogr., vol. 15 (1), pp. 25-32.
- MAMMERICKX, J., 1964: *Pédiments désertiques et pédiments tropicaux*. In: Feestbundel M. A. Lefevre, 1964. Acta Geografica Lovaniensia, vol. 3, pp. 359-368.
- MENSCHING, H., 1966: *Die regionale und klimatisch-morphologische Differenzierung von Bergfussflächen auf der Iberischen Halbinsel*. Würzburger Geogr. Arb., vol. 12, pp. 141-158.
- MENSCHING, M., 1968: *Bergfussflächen und das System der Flächenbildung in den ariden Subtropen und Tropen*. Geol. Rundschau, Vol. 58 (1), pp. 62-82.
- MENSUA FERNÁNDEZ, S., 1964: *Sobre la génesis de los glacis del valle del Ebro y su posterior evolución morfológica*. Aportación Española al XX Congreso geogr. Int. CSIC, Zaragoza, 1964, pp. 191-195.
- MENSUA FERNÁNDEZ, S., 1969: *El modelado de La Muela de Zaragoza*. In: *Suma de estudios en homenaje al doctor Canellas*. Univ. Zaragoza, Zaragoza, pp. 551-562.
- MENSUA FERNÁNDEZ, S., 1972: *Mapa de utilización del suelo de la provincia de Zaragoza*. Escala 1:200,000. Presentación del mapa de utilización del suelo de la provincia de Zaragoza. Inst. Geograf. Aplicada del Patronato "Alonso de Herrera" del C. S. I. C. Geographica, pp. 203-207 + 1 mapa.
- MENSUA FERNÁNDEZ, S. and M. J. IBÁÑEZ, 1972: *La depresión de Más de las Matas*. In: *José-Manuel Casas Torres. Homenaje a una labor*. Zaragoza, pp. 191-213.
- MENSUA FERNÁNDEZ, S. and IBÁÑEZ, M. J., 1977: *Terrazas y glacis del centro de la depresión del Ebro*. Departamento de Geografía, Zaragoza, 18 pp. and 5 maps.
- PANZER, W., 1926: *Talentswicklung und Eiszeitklima im nordöstlichen Spanien*. Abh. Senckenber. Naturforsch-Gesellsch., Frankfurt, Vol. 39, pp. 370-406.
- QUIRANTES PUERTAS, J., 1969-71: *Las calizas en el Terciario continental de los Monegros*. Studios Geológicos. Vol. 27 (4), pp. 355-362. (Ph. D. thesis, Univ. Granada, 101 páginas + 1 mapa, 1969).
- SOLÉ SABARÍS, L., 1964: *Las rampas o glacis de erosión de la Península Ibérica*. In: Aportación española al XX Congreso Inst. Geogr. CSIC, Zaragoza, pp. 13-18.
- TORRES FOULON, A. and RIBA ARDERIU, O., 1968: *Contribución al estudio de los limos yesíferos del centro de la depresión del Ebro*. Brev. Geol. Ast., año XI (1967), pp. 125-137.
- THOMAS, M. F., 1974: *Tropical geomorphology*. MacMillan, London, 332 pp.
- TRICART, J. and CAILLEUX, A., 1961: *Le modelé des régions sèches. Traité de géomorphologie*, Vol. IV, Paris, Centre Doc. Univ., especially, pp. 139-147.
- TRICART, J., RAYNALD, R. and BESANCON, J., 1972: *Cônes rocheux, pédiments, glacis*. Ann. de Géogr., Année 81, No. 443, pp. 1-24.
- TWINDALE, C. R., 1968: *Pediments*. In: *The encyclopedia of geomorphology*. R. W. Fairbridge (ed), Reinhold, New York, pp. 817-818.
- VERSTAPPEN, H. Th. and VAN ZUIDAM, R. A., 1968: *ITC-System of geomorphological survey*. ITC-textbook VII-2, Delft, 49 pp., 4 coloured maps, 3rd ed. and revised 1976, Enschede, 52 pp.
- VITA-FINZI, C., 1969: *The Mediterranean valleys. Geological changes in historical times*. Cambridge at the University Press, 133 pp.

- ZUIDAM, R. A. van, 1975a: *Geomorphology and archaeology. Evidences of interrelation at historical sites in the Zaragoza region, Spain.* Z. f. Geomorph., N. F. Vol. 19 (3), pp. 319-328.
- ZUIDAM, R. A. van, 1975 b: *Calcrete. A review of concepts and an attempt to a new genetic classification* Proc. Seminar Different types of calcareous crusts and their regional distributions. Strasbourg, January 1975, pp. 92-98.
- ZUIDAM, R. A. van, 1976: *Geomorphological development of the Zaragoza region, Spain.* Processes and landforms related to climatic changes in a large Mediterranean river basin. Doctor's thesis Utrecht, ITC-publication, 211 pp. and 3 maps.