

FIGURA 2.40 Estructuras superficiales en Northamptonshire. (a) Camber (b) y (c) Anticlinales de valle (Valley bulges). (Hollingsworth et al., 1994).

El eje de estos anticlinales de valle (Fig. 2.40c) es sub-paralelo al curso fluvial, que a veces alcanza 35 km de longitud siguiendo las sinuosidades del Río Colorado (Potter y McGill, 1978).

Las Montañas Zagros (Irán e Irak) están constituidas por una potente caliza pre-Albiense que forma el núcleo de pliegues de similar amplitud y descansan sobre ella margas, areniscas y limos que acaban con una serie del Mioceno inferior que contiene anhidrita (yeso en superficie). La región está sometida a una importante erosión fluvial, cuyos cursos siguen por lo general el rumbo de las estructuras. A éstas se superponen diversas dislocaciones, extrañas al estilo general, que se deben al encajamiento de la red fluvial, el cual ha producido inestabilidades en los flancos de los pliegues (Harrison y Falcon, 1934). Se reconocen **pliegues en rodilla** y estructuras de **pliegues tumbados en cascada** (Fig. 2.41). En los pliegues en rodilla la erosión del flanco superior ha originado un flanco invertido, denominado **flap**. En algunos de los flancos de los pliegues se ha producido un **deslizamiento de bloques** (slip sheet). Todas estas dislocaciones son **colapsos estructurales por gravedad** (Harrison y Falcon, 1934, 1936). La presencia de arcillas plásticas contribuye decisivamente al desarrollo de este tipo de estructuras.

Un ejemplo de deslizamiento de bloques se encuentra en la zona de Villed (Provincia de Teruel) en la que bloques de dolomías del Muschelkalk deslizaron por paleoladeras de arcillas yesíferas del Keuper y en su evolución quedó colgado a unos 70 metros por encima del cauce del Río Turia (Gutiérrez y Peña, 1979c) (Fig. 2.42). Estas características morfológicas recuerdan a las interpretaciones que realizan muchos tectonistas para el emplazamiento de algunos corrimientos, en los que la influencia de la morfología es decisiva (facilidades pre-tectónicas de Lutaud y el concepto de morfo-tectónica de Glangeaud, véase Auboin, 1961). Recuerda también este tipo de des-

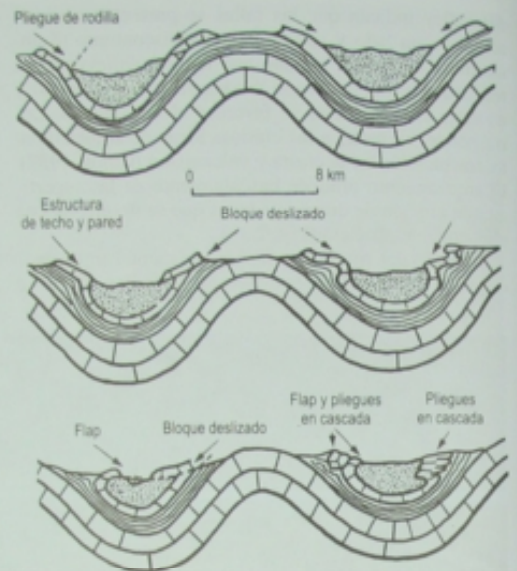


FIGURA 2.41 Estructuras de colapso por gravedad. Los diagramas representan las sucesivas etapas del desarrollo de un flap (Harrison y Falcon, 1934).

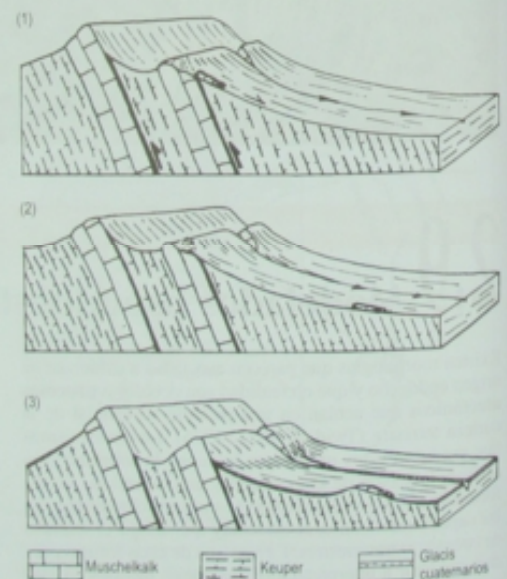


FIGURA 2.42 Etapas de desarrollo del deslizamiento de bloques en la región de Villed (provincia de Teruel) (Gutiérrez y Peña, 1979c).

lizamientos a la interpretación dada para el cabalgamiento de Montmeyer por Goguel (1965).

En muchas partes del mundo se han observado cráteres sin ninguna relación con campos volcánicos. Se conservan en buen estado en las regiones de marcada aridez, mientras que en zonas más húmedas se alojan lagos en su interior. Estas depresiones cerradas con un borde levantado y en ocasiones con protuberancias centrales, se han interpretado como **cráteres de impacto** de meteoritos (Fig. 2.43), aunque algunos autores (Bucher, 1963; Goguel, 1963) los interpretan como originados por extrusiones gaseosas. Si en el área del cráter nos encon-

tramos con cohesita y stishovita, variedades de cuarzo de alta temperatura y presión, indican que se han originado bajo condiciones de fuerte impacto. Igualmente, la presencia de restos de meteoritos confirma un origen de impacto (Twidale, 1976). En los próximos capítulos se analizarán otro tipo de estructuras atectónicas superficiales, tales como las originadas por el paso de agua a hielo y viceversa (cuñas, pingos, suelos ordenados, criokast, etc.), fenómenos de expansión, subsidencia por disolución en evaporitas, contracción en lagos salinos, subsidencia por bombeo de fluidos y laboreo de minas, entre otros.



FIGURA 2.43 Cráter de impacto. Meteor Crater (Arizona). Foto F. Gutiérrez.

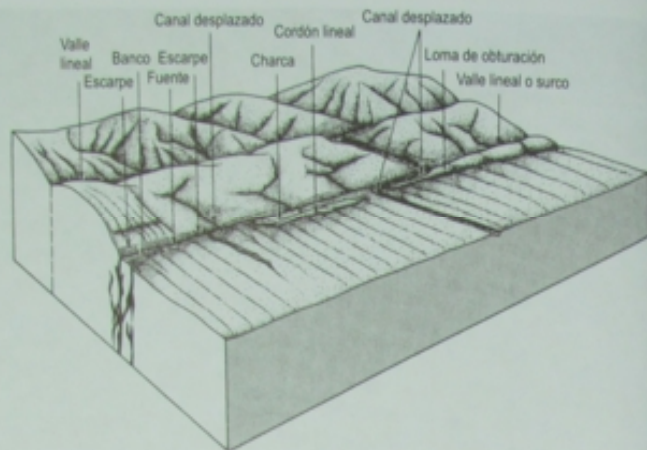


FIGURA 2.34 Bloque diagrama en el que se indican las diferentes formas asociadas con fallas en dirección recientemente activas (Wesson et al., 1975).

fallas normales. También en los continentes se encuentran *rift valleys* pero de menor dimensión (Fig. 2.35). El ejemplo mejor conocido es el sistema de rift valleys de África Oriental, que se extiende más de 6.000 km desde el curso bajo del Río Zambezi hasta el Mar de Galilea

(Fig. 2.36). Las anchuras varían entre 30 y 90 km y la altura de los escarpes fluctúa entre 400 y 2.000 m. Las partes más profundas están ocupadas por numerosos lagos de diverso tamaño; algunos están por debajo del nivel del mar (Tanganika, Mar Muerto). Los *rifts* africanos van

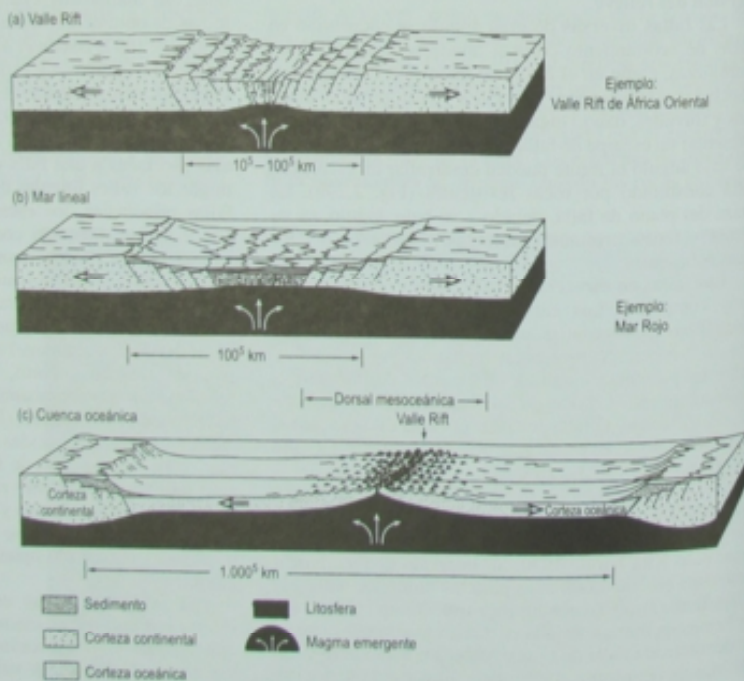


FIGURA 2.35 Formas producidas cuando la corteza se separa por extensión. El rifting y la extensión del fondo oceánico generan *rift valleys*, mares lineales y cuencas oceánicas (Lutgens y Tarbuck, 1992).

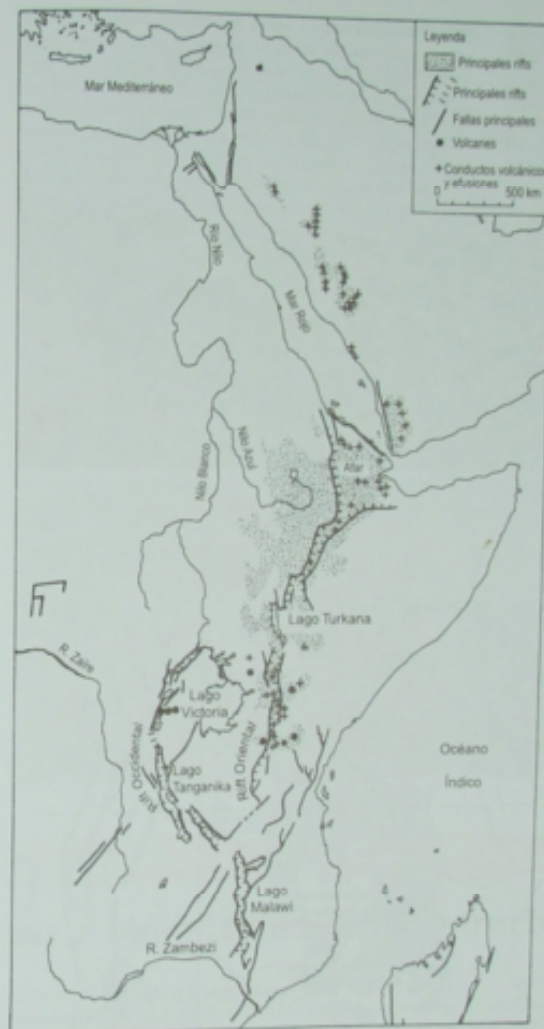


FIGURA 2.36 Localización del sistema de rift valleys de África Oriental y rocas volcánicas asociadas (Selby, 1985).

acompañados por un volcanismo basáltico, que se extiende en los márgenes y también se reconocen numerosos conos volcánicos en el fondo del *rift valley*. Los grandes estratovolcanes del Mt. Kenya (5.200 m) y Kilimanjaro (5.895 m), que constituye la mayor altura del continente africano, están relacionados con el volcanismo del rift valley oriental o Gregory. Las fallas normales van acompañadas por otro sistema de planos de falla en disposición sintética (fallas que buzan en el mismo sentido)

acompañados por un volcanismo basáltico, que se extiende en los márgenes y también se reconocen numerosos conos volcánicos en el fondo del *rift valley*. Los grandes estratovolcanes del Mt. Kenya (5.200 m) y Kilimanjaro (5.895 m), que constituye la mayor altura del continente africano, están relacionados con el volcanismo del rift valley oriental o Gregory. Las fallas normales van acompañadas por otro sistema de planos de falla en disposición sintética (fallas que buzan en el mismo sentido) y antitética (buzan en sentido contrario al de la falla principal), que se manifiestan por escalones acompañados al plano de falla principal (Fig. 2.37). Son raros los cortes geológicos en los que se reconozcan ambas fallas limitando la depresión tectónica. Los estudios llevados a cabo con estratigrafía sísmica han revelado que el sistema de fallas es muy complejo. Estas investigaciones señalan que los *rifts* son asimétricos y corresponden a una semifosa. Las investigaciones llevadas a cabo en todo el



FIGURA 2.37 Escalón ligeramente basculado hacia la falla principal. Más allá se desarrolla el fondo de rift valley oriental o Gregory. Longonot (Kenia).

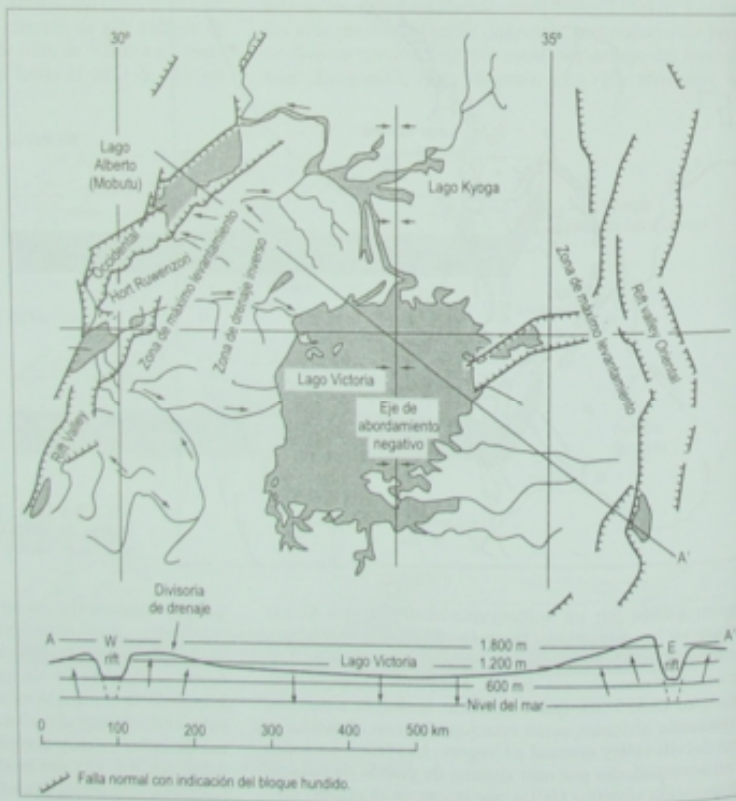


FIGURA 2.38 En la meseta de África oriental se muestra el arqueamiento alrededor de los rifts, el amplio abombamiento negativo ocupado por el Lago Victoria y las diferentes direcciones del drenaje (Bloom, 1978).

rift valley indican que las fallas se presentan normalmente en un lado y son de carácter discontinuo (Summerfield, 1991). Se supone que los *rift valleys* son el resultado de una extensión y adelgazamiento cortical y en estas circunstancias se favorece el volcanismo. Corresponde, en parte, a las clásicas ideas de arqueamiento, fracturación en la cresta y volcanismo (Cloos, 1939). El arqueamiento produce basculamiento de las superficies de erosión de diversas edades que se desarrollan en el continente africano (Fig. 2.38).

Además del rift valley de África Oriental se reconocen otros rifts de menores dimensiones, la Fosa del Rhin

y la del Baikal. La primera es uno de los mejores ejemplos descritos en el mundo. Tiene unos 600 km de largo y una anchura alrededor de 70 km. Su parte meridional separa los levantamientos estructurales de la Selva Negra y los Vosgos. Un volcanismo basáltico acompaña a la Fosa del Rhin. La Fosa del Baikal tiene unos 2.500 km de largo y 50-60 km de anchura. En su interior aloja al Lago Baikal y, a diferencia de los otros rifts, no existen rocas volcánicas. Generalmente el sistema de fallas existentes en las fosas es asimétrico con un flanco septentrional más abrupto y el contrario más suave, como en la Semifosa del Jiloca (Cordillera Ibérica) (Fig. 2.39).



FIGURA 2.39 Norte de la Semifosa del Jiloca desde Sierra Palomera (Cordillera Ibérica, España). Foto F. Gutiérrez.

2.9 Modelados pseudoestructurales

Existen morfologías que parecen asociadas a esfuerzos de origen endógeno y que en realidad son debidos a **procesos atectónicos** que actúan en una película superficial de la corteza terrestre (Twidale, 1971, 1976). Los mecanismos que producen estos modelados incluyen la sobrecarga en arcillas, la acción de la gravedad y una diversidad de deformaciones que se asocian con cambios volumétricos en las capas superficiales. A estos hay que añadir el impacto de cuerpos extraterrestres. La mayoría de estas formas pueden conducir a interpretaciones erróneas, basadas en mecanismos tectónicos. Los investigadores australianos han introducido en sus tratados estos modelados pseudoestructurales (Hills, 1963; Twidale, 1971, 1976; Ollier, 1981).

En diversas áreas en las que se encuentran materiales arcillosos recubiertos por formaciones más competentes suelen desarrollarse deformaciones superficiales. El ejemplo más típico es el correspondiente al área de Northamptonshire (Inglaterra) (Hollinworth *et al.*, 1944) en la que calizas y arenas descansan sobre arcillas y el conjunto está incidido por cursos fluviales. Las arcillas fluyen hacia el valle produciendo la subsidencia en los márgenes del *plateau*, generándose un amplio arco en el interfluvio, denominado **camber** (Fig. 2.40a). El peso de las rocas suprayacentes desencadena un flujo de las arcillas hacia el valle generando **bulges** (Fig. 2.40b) con buzamientos contrarios al valle, que simulan un anticlinal.